

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

BIULETYN 65

---

---



P.1214 | 52

# Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE

(z 12 tablicami i 50 figurami w tekście)

TOM 1

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

---

1952







**Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE**

(z 12 tablicami i 50 figurami w tekście)

TOM 1

**ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ЧЕТВЕРТИЧНОМУ ПЕРИОДУ В ПОЛЬШЕ**

(с 12 таблицами и 50 фигурами в тексте)

TOM 1

**QUATERNARY RESEARCHES IN POLAND**

(with 12 plates and 50 figures in the text)

VOL. 1

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

---

1952





P. 1214/52

Rękopis złożono w P. I. G. 20. XII. 1949 r.

Zatwierdzono do druku 23. XII. 1949 r.

Naczelný Dyrektor Jan CZARNOCKI

p. 240/60

Redaktor Naczelny — Stanisław KRAJEWSKI

Redaktor Naukowy — Jerzy KONDRACKI

Oddano do druku 1. 1950 — Druk ukończono 15. II. 1952 — Nakład 1000 + 30



## SPIS RZECZY

Edward RÜHLE. Badania utworów czwartorzędowych w Państwowym Instytucie Geologicznym w latach 1946—1949 .....	5
Исследования четвертичных отложений в Государственном Геологическом Институте в годах 1946—1949 .....	27
Investigations of the Quaternary deposits executed in Geological Survey of Poland in the years 1946—1949 .....	30
Władysław SZAFER. Schyłek plejstocenu w Polsce .....	33
Склон плейстоцена в Польше .....	66
Decline of the Pleistocene in Poland .....	70
Feliks RÓŻYCKI. Paludina diluviana i jej znaczenie dla stratygrafii czwartorzędu .....	75
Paludina diluviana и ее значение для стратиграфии четвертичного периода .....	107
Paludina diluviana and its importance for the Quaternary stratigraphy .....	114
Wincenty OKOŁOWICZ. Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych Niżu północno-europejskiego .....	121
Климатические критерии в геоморфологических исследованиях северо-европейской низменности .....	129
Climatological criteria in geomorphological investigations in the North European Lowland .....	132
Mieczysław KLIMASZEWSKI. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski .....	137
Проблема плейстоцена южной Польши .....	214
The problems of the Pleistocene in Southern Poland .....	242
Alfred JAHN i Maria TURNAU-MORAWSKA. Preglacjał i najstarsze utwory plejстоцеńskie Wyżyny Lubelskiej .....	269
Прегляциал и старейшие плейстоценовые образования Люблинской Возвышенности .....	300
Pre-Glacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland .....	306



Marek PRÓSZYŃSKI. Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu .....	313
Геологические наблюдения в бассейне реки Буга .....	341
Notes sur la géologie du bassin de la rivière Bug .....	353
Władysław POŻARYSKI. Z geologii czwartorzędu doliny Wisły pod Zawichostem .....	365
Из геологии четвертичных отложений долины Вислы около Завихоста ....	376
From the Quaternary of the Vistula valley near Zawichost .....	379
Stefan KOZIOŁ. Budowa geologiczna Pustyni Błędowskiej .....	383
Геологическая структура Пустыни Блэндовской .....	409
Geological structure of the Błędów Desert .....	413
Bogumił KRYGOWSKI. Czwartorzęd niecki grodziskiej .....	417
Четвертичные образования мульды гродзиской .....	457
The Quaternary of the Grodziska Basin .....	462
Alfred JAHN. Profil utworów plejстоцеńskich w Górach Kęckich koło Kęty .....	467
Профиль отложений плейстоцена в Кэнцких Гурах около Кэнт (Карпаты) .....	474
The profile of the Pleistocene deposits in Góry Kęckie near Kęty (Carpathians) .....	476
Jan ROKICKI. Lessy i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich .....	479
Лессы и пылевидные образования Тржебницких возвышенностей .....	494
Loess and pelitic deposits of Trzebnica Hills .....	504
Jerzy KONDRACKI. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego .....	513
Примечания касающиеся морфологической эволюции Мазурского Поозерья .....	552
Remarks about morphological evolution of the Mazurian Lake District .....	575
Czesław PACHUCKI. O przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich .....	599
О простиранни конечных морен последнего оледенения северо-восточной Польши и соседних территорий .....	611
The direction of the course of the terminal moraines of the last glacial age in the north-eastern part of Poland and the neighbouring countries .....	621



Edward RÜHLE

## BADANIA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH W PAŃSTWOWYM INSTYTUCIE GEOLOGICZNYM

w latach 1946—1949

(z 1 fig. w tekście)

### Streszczenie

Badania czwartorzędu Polski podjęte przez Państwowy Instytut Geologiczny w 1946 r. obejmowały następujące działy:

1. Kartograficzne ujęcie wszelkich zagadnień geologicznych dla ogólnego zorientowania się w ich rozprzestrzenieniu.
2. Gromadzenie materiałów geologicznych — zebranie ogromnego materiału wiertniczego z badań poprzednich lat i prac bieżących.
3. Prace naukowe — opracowanie zagadnień naukowych, opartych na materiale zebranym w wyżej wymienionych pracach, a następnie uzupełnionych badaniami specjalnymi.

W zakresie prac kartograficznych podjęto wydanie Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 300 000, której wydanie A — zakryte — jest obecnie w  $\frac{2}{3}$  opublikowane.

Opracowano również cały szereg map szczegółowych, z których część jest opublikowana.

Badania naukowe dotyczyły ustalenia stratygrafii czwartorzędu przy pomocy prac paleobotanicznych, sedimentologicznych i petrograficznych. W zakresie studiów regionalnych badano podłoże czwartorzędu oraz wykonano zdjęcia geologiczne różnych obszarów Niżu polskiego. W pracach naukowo-badawczych nad czwartorzędem Niżu polskiego brało udział około 80 pracowników stałych i sezonowych.

Badania czwartorzędu prowadzone w ciągu kilkudziesięciu lat na terenie Polski dały dorobek naukowy, zestawiony w bibliografii, obejmującej obecnie około 1300 pozycji. Prace, w których brało udział setki uczonych, nie zawsze były skoordynowane, a często prowadzone były samorzutnie i bez odpowiednich środków. Z przebiegu badań, postępu oraz ogólnego rozwoju prac geologicznych, wyciągnięto wnioski, które posłużyły do opracowania planu powojennych prac Państwowego Instytutu Geologicznego. Utwory czwartorzędowe pokrywają ogromne przestrzenie kraju i stanowią podstawy różno-



rodnych dziedzin życia gospodarczego. Państwowy Instytut Geologiczny przywiązuje wielką wagę do badań czwartorzędu, dlatego też bezpośrednio po wojnie w 1946 r. opracowano kilkuletni plan pracy, składający się z następujących punktów:

- I. Kartografia — kartograficzne ujęcie wszelkich zagadnień geologicznych, dla ogólnego zorientowania się w ich rozprzestrzenieniu.
- II. Gromadzenie materiałów geologicznych — zebranie ogromnego materiału wiertniczego z badań poprzednich lat i prac bieżących.
- III. Prace naukowe — opracowanie zagadnień naukowych, opartych na ogromnym materiale zebranym w wyżej wymienionych pracach (punkt I i II) a następnie uzupełnionych badaniami specjalnymi.

### I. KARTOGRAFIA

Kartografia utworów plejstocénskich stanowi część kartografii geologicznej, wyniki więc zdjęć kartograficznych w wielkim stopniu rozszerzyły znajomość czwartorzędu Polski. Stan polskiej kartografii geologicznej w 1946 r. wymagał szybkiego i konkretnego działania ze strony Państwowego Instytutu Geologicznego. Znikomy procent obszaru Polski posiadał polską mapę geologiczną. Dla zachodniej Polski istniały jednak liczne mapy geologiczne w różnych skalach wydane przez Preuss. Geol. Landesanstalt i Reichsamt für Bodenforschung. Względy jednak państwowe domagały się wydania map polskich dla celów syntezy geologicznej lub unowocześnienia zdjęć dawniejszych dla celów gospodarczych.

Zastosowanie map geologicznych w życiu państwowym po drugiej wojnie światowej wzrosło niewspólnie w porównaniu do lat dawniejszych. Mapa i plan geologiczny stały się niezastąpione w bardzo wielu dziedzinach życia, jako dające obraz syntetyczny często skomplikowanych zagadnień.

Zagadnienie kartografii geologicznej wysunęło się więc jako jedno z ważniejszych zadań Instytutu. Zadanie to było niezmiernie trudne, gdyż polska geologia nie posiadała tradycji prac kartograficzno-geologicznych. Po wielkim wydawnictwie, jakim był „Atlas Geologiczny Galicji“, w okresie międzywojennym produkcja kartograficzna była znikoma w stosunku do potrzeb. Istniały wprawdzie mapy rękopiśmienne (około 10% powierzchni Polski) w różnych skalach i oznaczeniach, ale wymagające jeszcze różnorodnych uzupełnień. Poważną przeszkodą i trudnością było zniszczenie nielicznych zakładów przemysłu poligraficznego, z których tylko poszczególne mogły podjąć się skomplikowanych prac wydawniczych map geologicznych, wymagających odpowiednich urządzeń i środków technicznych. Realizację programu prac kartograficznych rozłożono na następujące działy:



- A — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 300 000 oraz Przeglądowa Mapa Surowców Mineralnych Polski w skali 1 : 300 000
- B — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 25 000
- C — Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000
- D — Mapa Geologiczna Tatr w skali 1 : 10 000
- E — Mapy specjalne i opracowania kartograficzne do ważniejszych prac geologicznych.

#### A. PRZEGLĄDOWA MAPA GEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1 : 300 000

Obejmuje 28 arkuszy. Składa się z dwu wydań:

- A — mapa geologiczna utworów występujących na powierzchni.
- B — bez utworów czwartorzędowych, czyli tzw. mapa odkryta.

Zdjęcie, opracowanie i wydrukowanie mapy wydania A zaprojektowane zostało na 5 lat i w końcu 1951 r. będą w druku ostatnie arkusze tej mapy. Druk wydania B realizowany jest równoległe do wydania A i cała mapa ukaże się w 1956 r.

Przeglądowa Mapa Surowców Mineralnych wydawana jest systematycznie w miarę otrzymywania materiałów. Zakończenie jej opracowania przewidziane jest do 1958 r.

Założeniem realizowanym przy opracowaniu Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski było wydanie jej w krótkim czasie przy uwzględnieniu wszelkich istniejących materiałów geologicznych, gleboznawczych i geomorfologicznych. Oparto się więc na istniejących mapach publikowanych i rękopiśmiennych. Znaczna jednak część zdjęć wymagała różnorodnych uzupełnień terenowych. Dla przeważającej części Polski brak było zupełnie materiałów geologicznych i należało przeprowadzić pierwsze zdjęcia geologiczne.

Dla zrealizowania wydania Przeglądowej Mapy Geologicznej trzeba było wykonać ogromną pracę. Największą przeszkodę stanowił brak odpowiednich kadr geologicznych. W pracach tych nie można było zatrudnić w większym zakresie geologów Instytutu, gdyż inne również poważne problemy geologiczne absorbowały szczupły stosunkowo personel fachowy. Zaproszono więc do współpracy profesorów i docentów wyższych uczelni wraz z ich asystentami. Szybkie tempo prac zdjęciowych i opracowań dawało różne wyniki, zależnie od trudności w terenie i umiejętności współpracowników. Dlatego też wydane arkusze Przeglądowej Mapy Geologicznej mają różną wartość kartograficzną. Mimo pewnych usterek całość stanowi pierwsze, kompletne i jednolite ujęcie kartograficzno-geologiczne obszaru Polski w skali 1 : 300 000. Wydawnictwo to zapełni ogromną lukę w geologii naszego kraju.

1. Prace terenowe polegały na uzupełnieniu i reambulacji, a dla przeważającej części obszaru na wykonaniu zdjęcia oryginalnego. Trwały



one 3 lata i w 1950 r. przewiduje się już tylko uzupełnienia na obszarze ostatnich 10 arkuszy mapy 1:100 000.

Zdjęcia prowadzone na obszarach często bardzo słabo zbadanych, mimo że były wykonywane w szybkim tempie, dały wiele nieznanych a ważnych obserwacji geologicznych. Pokryły one ponad 50% obszaru Polski i stanowią pierwsze zdjęcie kartograficzno-geologiczne.

Ponieważ zasadniczym celem zdjęć było przygotowanie podstaw dla mapy przeglądowej, stosowano więc uproszczone metody pracy. Jako podkładu topograficznego dla prac terenowych używano map w skali 1:25 000 i 1:100 000 przy czym w ostatnim roku przeważają zdjęcia wykonywane na mapach szczegółowych. W pracach opierano się przede wszystkim na odsłonięciach naturalnych, przy czym w roku 1948 zaczęto stosować ręczne świdry (do 3 m), których w 1949 r. czynnych było 22. W związku jednak z powstawaniem w czasie zdjęć różnych problemów ważnych dla dalszych opracowań geologicznych, uruchomiono specjalne aparaty wiertnicze, których ilość w listopadzie 1949 roku osiągnęła stan 18 zestawów. Ogólna długość wierceń badawczych wykonanych w 1949 roku wynosi ok. 4 000 m bieżących.

Przebieg prac terenowych ilustruje załączona tabela:

Wyszczególnienie	R o k				
	1947	1948	1949	1950	Razem
Ilość arkuszy w skali 1:100 000 zdjętych i reambulowanych	42	75	82	10	209
Ilość pracowników	17	49	51	8	—
Ilość miesięcy pracy	25	102	158	19	304

Cały obszar Polski składa się z 380 arkuszy mapy 1:100 000; ponieważ zdjęto i reambulowano 209 arkuszy, pozostała więc część arkuszy została opracowana na podstawie dawniejszych zdjęć rękopiśmiennych i publikowanych, bez prac terenowych.

2. Prace kameralne obejmowały redakcję oryginałów mapy geologicznej w skali 1:100 000, stanowiących podstawę opracowań czystorysów do druku (matryc). W rezultacie prac kameralnych w Archiwum Rękopisów i Map Rękopiśmiennych P. I. G. znajduje się 251 arkuszy rękopiśmiennej mapy geologicznej w skali 1:100 000 opracowanych i wykreślonych według jednolitych oznaczeń.

W pracach tych jako autorzy poszczególnych arkuszy biorą udział następujący geolodzy (Wydanie A): E. Ciuk, J. Czarnocki, St. Doktorowicz-Hrebnicki, J. Dylik, R. Galon, A. Jahn, I. Jurkewi-



czowa, M. Klimaszewski, J. Kondracki, B. Krygowski, J. Łyczewska, Cz. Pachucki, St. Pietkiewicz, S. Z. Różycki, E. Rühle, St. Sokołowski, H. Świdziński, J. Wdowiarz i St. Zwierz.

Opracowanie Przeglądowej Mapy Geologicznej wydania B opiera się na przygotowanych zdjęciach do wydania A oraz na analizie całego materiału geologicznego danego arkusza. Dla obszaru Niżu podstawowe znaczenie mają materiały wiertnicze, dające często jedyny wgląd w budowę utworów podczwartorzędowych. W pracach nad opracowaniem tej mapy biorą udział: J. Czarnocki, R. Galon, J. Łyczewska, B. Krygowski, Zdz. Pazdro, Wł. Pożaryski, E. Rühle i St. Zwierz.

Redakcja Przeglądowej Mapy Surowców Mineralnych Polski opiera się na zdjęciach geologicznych, wykonanych do mapy wydania A oraz na materiałach specjalnej rejestracji i inwentaryzacji.

W dotychczasowym opracowaniu 5 arkuszy brali udział: K. Konior, K. Kowalewski i E. Rühle.

3. Prace wydawnicze. Redakcją naukową Przeglądowej Mapy Geologicznej i Surowcowej Polski kieruje E. Rühle. Wielki wkład stanowi praca nad redakcją kartograficzno-techniczną spoczywająca w rękach M. Tyskiej i R. Piotrowskiego.

O rozmiarach tych prac daje pojęcie liczba 1800—2000 godzin pracy, potrzebnych do opracowania kartograficzno-kreślarskiego jednego arkusza mapy. Prace litograficzne i druk wykonują zakłady litograficzne, przy czym koszt druku wynosi od 15 000 do 30 000 zł za arkusz.

Stan prac wydawniczych Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski ilustrują załączone skorowidze (fig. 1).

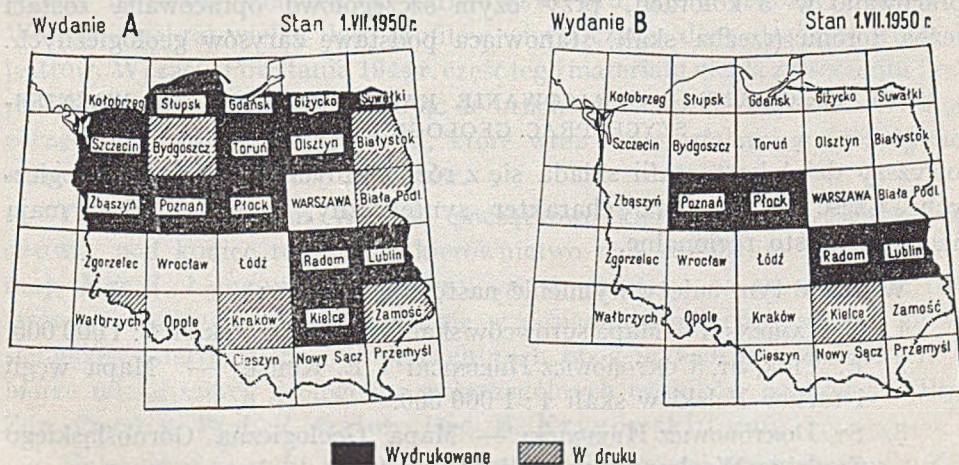


Fig. 1

Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski



#### B. SZCZEGÓŁOWA MAPA GEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1 : 25 000

Opracowanie i wydanie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski zostało ograniczone do obszarów posiadających specjalne znaczenie gospodarcze lub geologiczne. Terenem, na którym systematycznie prowadzono szczegółowe zdjęcia geologiczne, było Zagłębie Górnośląskie. Przystępując w ostatnich latach do wznowienia wydawnictwa kartograficznego, opublikowano 2 arkusze mapy wydania A, tj. mapy geologicznej oraz 1 arkusz mapy strukturalnej. Są to arkusze: Dąbrowa Górnicza i Ząbkowice, a autorem map jest St. Doktorowicz-Hrebnicki.

#### C. MAPA GEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1 : 50 000

Realizując wydawnictwa kartograficzno-geologiczne obszaru, posiadającego największą tradycję kartograficzną, Karpat — Państwowy Instytut Geologiczny jeszcze w r. 1938 przyjął za najodpowiedniejszą dla tego terenu skalę 1 : 50 000. Ponieważ wydany w czasie okupacji arkusz Wadowice był w wersji niemieckiej i zawierał poza tym usterki, wobec tego obecnie jest w przygotowaniu nowe wydanie tego arkusza. Mapa ta zapoczątkuje nowe wielkie wydawnictwo kartografii geologicznej Polski.

#### D. MAPA GEOLOGICZNA TATR W SKALI 1 : 10 000

Wieloletnie zdjęcia kartograficzne w Tatrach Polskich, prowadzone pod kierunkiem St. Sokołowskiego, znajdują się obecnie w fazie końcowej i wobec tego w roku bieżącym przystąpiono do prac wydawniczych. Pierwsze arkusze zostaną oddane w tym roku do druku. Wydawnictwo to przewidziane jest w 14 arkuszach w skali 1 : 10 000. Podkład topograficzny opracowano w 3 kolorach, przy czym szczegółowo opracowana została rzeźba terenu (rzeźba skal), stanowiąca podstawę zarysów geologicznych.

#### E. MAPY SPECJALNE I OPACOWANIE KARTOGRAFICZNE DO WAŻNIEJSZYCH PRAC GEOLOGICZNYCH

Powyższy dział kartografii składa się z różnorodnych opracowań geologicznych. Część z nich ma charakter syntetyczny, inne natomiast mają znaczenie czysto regionalne.

W dziale tym należy wymienić następujące mapy:

1. M. KAMIENSKI — Mapa surowców skalnych Polski w skali 1 : 1 000 000.
2. E. CIUK, ST. DOKTOROWICZ-HREBNICKI i E. RÜHLE — Mapa węgla i torfów Polski w skali 1 : 1 000 000.
3. ST. DOKTOROWICZ-HREBNICKI — Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 100 000.
4. WL. POZARYSKI — Mapa jury i kredy między Radomiem, Kraśnikiem i Zawichostem w skali 1 : 100 000 wraz z barwnymi profilami.



5. ST. WDOWIARZ — Mapa Geologiczna Karpat Brzeźnych na SE od Rzeszowa w skali 1 : 50 000 wraz z barwnymi profilami.
6. J. WDOWIARZ — Mapa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywcy w skali 1 : 50 000 wraz z kilkoma barwnymi profilami.
7. J. WDOWIARZ — Mapa geologiczna Karpat i Przedgórze, okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa w skali 1 : 50 000 wraz z kilkoma barwnymi profilami.
8. J. CZARNOCKI — Mapa geologiczna (odkryta) okolicy Rudek (wschodnie skrzydło dyslokacji lysogórskiej) w skali 1 : 15 000.
9. J. CZARNOCKI — Mapa geologiczna (odkryta) dyslokacji lysogórskiej i związanych z nią terenów w skali 1 : 100 000.
10. ST. SOKOŁOWSKI — Mapa pokrywy czwartorzędowej terenów między Jagnięcym, Przełęczą pod Kopą i Czerwoną Glinką w skali 1 : 10 000.
11. ST. SOKOŁOWSKI — Mapa geologiczna południowych zboczy Tatr w skali 1 : 25 000.

## II. PRACE ZWIĄZANE Z GROMADZENIEM MATERIAŁÓW GEOLOGICZNYCH

Równocześnie z postępowaniem prac kartografii geologicznej, Państwowy Instytut Geologiczny zwrócił szczególną uwagę na gromadzenie materiału faktycznego, jakim są profile wiertnicze. Profile są nieocenionym dokumentem geologicznym i stanowią podstawę prac dla różnorodnych tematów naukowych i gospodarczych. W okresie przed 1939 r. gromadzenie materiału wiertniczego było właściwie w zaczątku. Ciekawsze materiały, gromadzone przez poszczególnych geologów, często były niedostępne dla użytku ogólnego. Systematyczne gromadzenie rozpoczęło się w okresie 1940—1944 roku. Należy to zawdzięczać Dr A. Łuniewskiemu, który stworzył Archiwum Wierceń i zebrał wielką ilość profili wiertniczych, dochodzącą do 4000 rejestrów. W czasie Powstania 1944 r. część tego materiału uległa zniszczeniu i rozproszeniu. W r. 1946, przystępując do uruchomienia prac Archiwum Wierceń, zaczęto gromadzić resztki profili, które wraz z materiałami z rewindykacji osiągnęły liczbę ok. 3000 rejestrów.

Pracami Archiwum Wierceń początkowo kieruje Mgr I. Jurkiewiczowa, pod koniec roku 1946 kierownictwo nad Archiwum Wierceń obejmuje Mgr J. Łyczewska. Główny nacisk położono na gromadzenie rejestrów wiertniczych znajdujących się w posiadaniu urzędów, władz i przedsiębiorstw wiertniczych. W pracach tych obok stałego personelu P. I. G. bierze udział szereg geologów z poszczególnych ośrodków naukowych (Prof. Zdz. Pazdro, Prof. R. Galon, Doc. B. Krygowski i inni).

Nawiązano kontakt z licznymi przedsiębiorstwami wiertniczymi w celu zgłaszania i przekazywania Instytutowi prób i opisów wierceń. Obecnie dziesiątki rejestrów wiertniczych wpływa miesięcznie do kartoteki Archiwum



Wierceń. Pod kontrolą pracowników i współpracowników Grupy Niżu Polskiego w ciągu 1949 roku wykonano i opisano około 45 000 *m* bieżących wierceń.

Obecny stan (koniec 1949 r.) ilości wierceń dla poszczególnych arkuszy mapy 1 : 300 000 ilustruje załączony skorowidz:

Kołobrzeg 7	Słupsk 352	Gdańsk 720	Giżycko 129	Suwałki 35
Szczecin 4	Bydgoszcz 574	Toruń 1165	Łomża 640	Białystok 71
Zbąszyń 39	Poznań 1669	Płock 1138	Warszawa 2365	Biała Podlaska 337
Zgorzelec 3	Wrocław 276	Łódź 462	Radom 1078	Lublin 183
Wałbrzych	Opole 2	Kraków 664	Kielce 499	Zamość 127
—		Cieszyn 2	Nowy Sącz 50	Przemysł 50

Ilość rejestrów znajdujących się w Archiwum Wierceń wynosi razem 12 661. — Ilość wierceń zgromadzonych w okresie od 1946 do 1949 r. wynosi 8 700, z czego opracowano geologicznie następujące wiercenia:

1. CZERMIŃSKI Jan 168 otworów wiertniczych z trasy kanału Warta—Odra.
2. KOWALSKI Witold 39 otworów wiertniczych w Mątwach koło Inowrocławia.
3. ŁYCZEWSKA Janina 179 otworów wiertniczych z okolic Płocka, Włocławka i Koła.
4. PAWŁOWSKA Katarzyna 457 otworów wiertniczych z zapory wodnej Grabno—Podgórze, na rzece Ochni pod Kutnem, na Nerze koło Poddębic.
5. POZARYSKI Władysław 71 otworów wiertniczych (Izbica, Szczebłotowo, Góra św. Małgorzaty, Wierzbica, Ożarów).
6. PAZDRO Zdzisław 131 otworów wiertniczych z okolic Koronowa.
7. RÜHLE Edward 550 otworów wiertniczych z Warszawy, związanych z budową S. K. M., Trasy W—Z i innymi budowlami.



СХЕМАТИЧЕСКОЕ СОСТАВЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПЕРИОДОВ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ДРУГИХ ЯВЛЕНИЙ

(Обработал В. Околович 1949 г.)

Температура	Осадки	Ветер	Характеристические черты климата (общее определение)	Характеристические морфологические явления	Приблизительный релятивный возраст регистрируют:	Заметки
Очень низкая „Т-1”	Незначительные	Преимущественно антициклональный (северо-восточный)	Очень холодный, континентальный, сухой (арктический)	Преимущество развития форм точно гляциального происхождения		Полное развитие оледенения в данной области
Низкая „Т-2”	Обильные „Р-1” (связанные с фронтальными нарушениями)	Переменчивый (связанный со странствующими зонами низкого давления)	Первое потепление но все еще холодный, влажный  (Арктический-морской)  Субарктический	Развитие аккумуляционных форм и флювиогляциальной эрозии; возникновение задров и прadolин (— самых высоких флювиогляциальных горизонтов в прadolине, связанных с близкими задрами)  Дальнейшее развитие прadolин. Развитие маленьких боковых долин на склонах долин. Разрушение гляциальных форм (денудация и пр.)	Самые высокие флювиогляциальные террасы в прadolине  Младшие горизонты флювиогляциальных террас	Регрессия материкового ледника, изобилие текучих вод флювиогляциальных (поверхностные стоки, долины неглубоко врезанные, очень широкие); распад ледника на мертвые льды  Местные перемены в направлении стока вод (следующих за ледником); возникновение запруженных озер на предполье ледника
Довольно низкая „Т-3”	Незначительные „Р-2”		Второе потепление, довольно холодный. Сухой  (Пребореальный)	Замирание маленьких боковых долин, их возможное превращение в висячие долины (при углублении главной долины):  Омоложение постгляциальных форм из за таяния больших масс мертвого льда (начало); возникновение ландшафтов мертвого льда и озер (которых мульды были заняты мертвым льдом). Многочисленные перехваты	Период постгляциальной эрозии рек  Высшие ступени речных террас (моложе флювиогляциальных)  Нижние ступени речных террас — последние долитториновые	Уменьшение количества текучих вод  Обильные воды тающих мертвых льдов. Возможность стока по новым направлениям (довольно широкие долины)  Значительное уменьшение количества текучих вод (долины довольно узкие)
Высокая „Т-4”			Третье потепление. Сухой (Бореальный)	Окончание омоложивающего процесса постгляциальных форм Окончательная ликвидация маленьких, реликтовых масс мертвого льда; безсточные углубления в долитториновых террасах, оловое разрушение или засыпание краев террас — до самых младших долитториновых включительно	Период долитториновой или литториновой эрозии	
	Обильные „Р-3”		Теплый, влажный (Атлантический)	Укрепление дюн  Возобновление эрозии на склонах долин (возникновение маленьких боковых долин, оврагов и пр.)	Литториновая или послелитториновая терраса Современный период	Общее развитие растительного покрова на дюнах, террасовых песках и пр.



	410 otworów wiertniczych z różnych miejsc Nizu Polskiego.
8. Zjednoczenie kopalni Rud Żelaznych	544 otworów wiertniczych z okolic Częstochowy, Końskich, Woźnik i Bodzentyna.
	razem 2550 otworów wiertniczych.

Prace Archiwum Wierceń nie ograniczają się do gromadzenia materiałów archiwalnych dostępnych nielicznym tylko osobom. Dla ułatwienia korzystania, oraz dla udokumentowania bogatego materiału geologicznego, jaki znajduje się w Archiwum Wierceń, rozpoczęto systematyczne publikowanie tegoż materiału. Wydawnictwo pt. „Materiały Archiwum Wierceń“ pod redakcją Mgr J. Łyczewskiej i Dr St. Krajewskiego, wychodzi tomami obejmującymi profile z wierceń poszczególnych arkuszy mapy 1:300 000. W bieżącym roku wyszedł z druku T. I — D 4 Radom w opracowaniu E. Rühlego.

W druku i przygotowaniu są:

J. ŁYCZEWSKA	— T. II — C 3 Płock
ST. ZWIERZ	— T. III — B 4 Olsztyn
J. PACOWSKA	— T. IV — B 3 Toruń
L. KRYGOWSKA i B. KRYGOWSKI	— T. V i VI — C 2 Poznań
ZDZ. PAZDRO	— T. VII — A 3 Gdańsk
W. RÜHLE	— T. VIII i IX — Miasto Warszawa (ark. W-wa Płn. i W-wa Płd. mapy 1:100 000)

W opracowanych tomach o objętości wahającej się od 500—1 000 stron druku publikowane są wszystkie wiercenia, jakie mogli zgromadzić autorzy. Są to profile drukowane zarówno z rękopisów, jak i z różnych źródeł publikowanych. Prawie wszystkie wiercenia mają dokładną lokalizację na planach i mapach załączonych do tekstu lub w oddzielnych załącznikach.

### III. PRACE NAUKOWE

Rozwój prac kartograficznych i związany z tym napływ nowego nieznanego dotychczas materiału geologicznego oraz zgromadzenie ogromnej ilości profili umożliwiło przystąpienie do następnego etapu, mianowicie do prac syntetycznych i naukowych w zakresie czwartorzędu.

Podstawą wszelkich prac geologicznych są badania stratygraficzne; w czwartorzędzie odgrywają one również bardzo dużą rolę.

Z inicjatywy Dyrektora P. I. G. J. Czarnockiego, Prof. Dr Wł. Szafer podjął się zorganizowania w Krakowie Pracowni Paleobotanicznej, której zasadniczym zadaniem są badania florystyczno-stratygraficzne czwartorzędu i młodszego trzeciorzędu.



## I. BADANIA PALEOBOTANICZNE

Pracownia Paleobotaniczna rozpoczęła swoje prace z dniem 1 stycznia 1949 r.; obecnie w skład jej wchodzi 6 osób personelu naukowego i 3 osoby personelu pomocniczo-technicznego.

O zakresie prac tej Pracowni mówią tytuły zagadnień i tematy badań:

- Prof. Dr WL. SZAFER — Badania flory pliocenu w profilu Mizernej oraz flory miocenijskiej z Domajskiego Wierchu pod Czarnym Dunajcem.
- Dr A. ŚRODOK — Flora dyluwialna leśna w Karpatach na podstawie profilu w Wierciaskowie.
- Dr J. DYAKOWSKA — Badanie paleobotaniczne profilu interglacialnego Nowin Żukowskich na Wyżynie Lubelskiej.
- Mgr M. SOBOLEWSKA — Interglacja Barkowic Mokrych pod Sulejowem oraz interglacja w Syrnikach nad Wierchem.
- Mgr M. ŚRODONIOWA — Badania paleobotaniczne utworów górnego trzeciorzędu na podstawie profilów z okolicy Rypina.
- Mgr M. SYPNIEWSKA — Oznaczenia mikroskopowe znalezisk drewna w profilach znajdujących się w opracowaniu Pracowni Paleobotanicznej.

W połowie bieżącego roku do prac paleobotanicznych zaproszony został Prof. Dr St. Tołpa, który opracowuje interglacja i późny postglacja w profilu Kalisza.

Poza zasadniczymi tematami naukowymi, Pracownia służy pomocą innym pracownikom Instytutu w przypadku potrzeby oznaczenia szczątków roślinnych znajdujących w różnych profilach.

Prace Pracowni Paleobotanicznej pozostają w ścisłym związku z prowadzonymi równocześnie badaniami geologicznymi.

Należy przy tym zaznaczyć, że badania te nie ograniczają się tylko do opisu odsłoneń naturalnych. W celu możliwie najdokładniejszego zebrania materiału wykonuje się specjalne wiercenia badawcze.

## 2. BADANIA STRATYGRAFICZNE CZWARTORZĘDU

Stratygrafia czwartorzędu Polski nasuwa wiele trudności i wątpliwości, wynikających między innymi z przypadkowego rozmieszczenia nielicznych i niekompletnych profili interglacialnych. Opracowanie profili, w których występują poważniejsze szczątki organiczne (paleobotaniczne i paleontologiczne), odbywa się obecnie systematycznie dla całego obszaru Polski.



Wszystkie dawniejsze stanowiska interglacjalne poddano rewizji oraz opisano i zbadano szereg nowych.

Systematycznie napływające materiały wiertnicze oraz wyniki zdjęć przeglądowych dają coraz to szerszy pogląd na budowę naszego kraju. Na ich podstawie można ustalić najważniejsze punkty dla badań nad stratygrafią utworów czwartorzędowych.

### Strefa zlodowacenia krakowskiego

Jednym z podstawowych zagadnień w czwartorzędzie Polski jest ustalenie profilu geologicznego interglacjału w Hamerni nad Lubaczówką. Dokładną charakterystykę paleobotaniczną podaje Wł. Szafer w pracy: „The Oldest Interglacial in Poland“. (Acad. Pol. Sci. Lett. Cl. Math-Nat. Bull. Intern. Kraków 1931).

Wobec tego, że profil ten posiada wielkie znaczenie dla stratygrafii czwartorzędu, Państwowy Instytut Geologiczny z inicjatywy Profesora Wł. Szafera wykonał w lutym i marcu 1949 r. 9 wierceń badawczych, celem otrzymania poprzecznego przekroju doliny Lubaczówki i wyjaśnienia sytuacji geologicznej opisanego interglacjału.

### Strefa zlodowacenia środkowo-polskiego—Varsovien I

Wielkim postępem w zagadnieniach stratygrafii czwartorzędu między Bugiem a Wisłą będzie opracowanie utworów interglacjalnych w Nowinach Żukowskich, Syrnikach, Wylezinie, Garwolinie i Gończycach.

Ze znajdujących się obecnie w opracowaniu interglacjalów najważniejszy jest w Nowinach Żukowskich, na Wyżynie Lubelskiej (Dr J. Dyakowska). Został on dokładnie zbadany przy pomocy szybiku i 5 wierceń.

Profil ten znajduje się na peryferiach zasięgu zlodowacenia Varsovien I.

Na obszarze zlodowacenia Varsovien I znajduje się profil w Syrnikach, leżących pod Lubartowem nad Wieprzem. Profil ten opracowuje Mgr Wł. Karaszewski, a badania paleobotaniczne prowadzi Mgr M. Sobolewska.

Dla północnej części tego obszaru wybrane zostały trzy miejsca, gdzie profile czwartorzędu mają do 120 m miąższości i reprezentują potężne serie interglacjalne (międzymorenowe) przedzielone utworami morenowymi. Są to: Wylezin w pobliżu Ryk, Garwolin i Gończyce.

Drugim regionem badań stratygraficznych P. I. G. jest dorzecze środkowej Pilicy i Warty.

W najbliższym tomie znajdują się wyniki badań interglacjału w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem (M. Sobolewska) oraz profil utworów czwartorzędowych w Barkowicach Mokrych (E. Rühle).

W opracowaniu są przekroje doliny Widawki pod Dzbankami Kościuszkowskimi i Szczercowem, wykonane przez Mgr I. Jurkiewiczową oraz profil interglacjału w Olszewicach.



Oddzielne badania obejmują profile w Kaliszu i okolicy, prowadzone przez Prof. St. Tolpę i Doc. Dr B. Krygowskiego, którzy opracowują profil geologiczny czwartorzędu i jego stratygrafię.

Do uzupełnienia badań stratygraficznych w regionie Warszawy, wykorzystując liczne profile wykonane na Woli, podjęto opracowanie całości zagadnień geologicznych tzw. łachy Szczęśliwice — Żoliborz. Profil paleobotaniczny, stanowiący uzupełnienie interglacjalu Żoliborza zbadała Dr J. Bobrowska; kilkadziesiąt okazów ślimaków przekazano do określenia Doc. Dr J. Urbańskiemu.

### Strefa zlodowacenia Varsovien II

Znane stanowiska interglacjalne w dorzeczu Niemna znajdują się obecnie poza granicami Polski. Z regionu północno-wschodniej Polski nie było dotychczas ani jednego opisanego profilu, zawierającego szczątki organiczne. Po przejrzaniu materiałów archiwalnych znaleziono szereg miejsc z występowaniem łupku bitumicznego, gytii i torfu. Są to następujące miejsca: Sidra koło Sokółki, Nowy Dwór, Sirucowce na północ od Nowego Dworu, oraz Suwałki<sup>1</sup>. Trzy pierwsze miejsca znajdują się w obrębie starszej fazy zlodowacenia Varsovien II (?) i leżą na przedpolu głównego pasa moren tego zlodowacenia. Zebrane materiały paleobotaniczne z wymienionych stanowisk, zostały przekazane Pracowni Paleobotanicznej Prof. Wł. Szafera. Zebrano również materiał dla badań profili czwartorzędu w Śmielinie pod Nakłem z warstwą torfu interglacjalnego.

### 3. BADANIA REGIONALNE CZWARTORZĘDU I JEGO PODŁOŻA

Badania regionalne na Niziu objęły szereg zagadnień, które wyłoniły się w związku ze zdjęciami przeglądowymi. W miarę możliwości personalnych i technicznych obejmowały one coraz to większy zakres.

W południowo-wschodniej części Polski, w związku ze zdjęciami przeglądowymi na ark. Zamość, Doc. Dr A. Jahn wykonuje poprzeczny przekrój doliny Wieprza w okolicy Krasnegostawu oraz najbliższego rejonu, celem możliwie dokładnego ustalenia stratygrafii utworów leżących w środkowej części badanego obszaru.

Odcinek środkowy Wisły na przestrzeni od Zawichosta do Puław jest od szeregu lat systematycznie badany przez Dr Wł. Pożaryskiego<sup>2</sup>. W bieżącym roku przy pomocy licznych szybików i wierceń uzyskano wiele nowych nieznanych dotąd faktów.

Badania prowadzone przez Mgr J. Łyczewską od trzech lat na obszarze doliny Wisły między Płockiem i Włocławkiem wysunęły szereg pro-

<sup>1</sup> Wiadomość o występowaniu torfu kopalnego pod Suwałkami pochodzi od Doc. Dr St. Pietkiewicza, któremu za udzielenie informacji składam podziękowanie.

<sup>2</sup> Badania prowadzone w ramach Regionu Świętokrzyskiego.



blemów wymagających systematycznych opracowań. Dla wyjaśnienia całości profilu należało wykonać szereg wierceń w poprzek doliny Wisły między Kowalem a Dobrzyniem oraz między Gostyninem a Płockiem. Posłużą one wraz z licznymi dawniej już wykonanymi wierceniami do szczegółowego opracowania geologii danego regionu.

Badania ostatnich dwu lat w regionie: Konin—Koło—Turek (Mgr J. Łyczewska), Burzenin (Mgr W. Kowalski), Wyżyna Łódzka (Prof. J. Dylik) dały poważne obserwacje dotyczące południowo-zachodnich krańców niecki mazowieckiej. Na wymienionych obszarach oraz w ich sąsiedztwie znajdują się stosunkowo wysoko utwory kredowe; powyżej nich leżą poziomo pylaste i drobne piaski kwarcowe z miką i ławicami piaskowca. Występują one na znacznych obszarach sięgając do 200 m n. p. m.; przykrywa je cienką warstwą czwartorzęd. Są to dość silnie zniszczone dawne obszary przedplioceńskiej równiny mioceńskiej, stanowiące poważny element geologiczny w budowie południowej części niecki mazowieckiej. W bieżącym roku na obszarach tych wykonuje się liczne wiercenia badawcze celem wyjaśnienia powyższego zagadnienia.

Wschodnie obrzeżenie niecki na wschód od Warszawy jest badane w okolicy Kornicy i Mielnika n. B. Istnieją tu dwa zagadnienia mające ze sobą ścisły związek: a — podłoże czwartorzędu, które odsłania się w postaci utworów kredowych, oligoceńskich oraz mioceńskich, tworząc łagodne wzniesienie o kierunku SSW—NNE, oraz b — charakter utworów czwartorzędowych, wykształconych w postaci grubych utworów fluwioglacjalnych, przykrytych cienką moreną zarówno na obszarach równiny dyluwialnej jak i dna doliny. Przekrój geologiczny długości ok. 6 km, oparty na kilkudziesięciu wierceniach, wykonanych przez Mgr St. Zwierza, wyjaśni to zagadnienie.

Badania górnego trzeciorzędu w okolicy Rypina opierają się na 3 głębokich do 80 m wierceniach badawczych P. I. G., oraz na jednym otworze wykonanym w związku z budową głębokiej studni z dokładnie zebranymi próbami. Poza tym w okolicy Rypina istnieje około 30 wierceń głębokich do 100 m, dokładnie opisanych, co w rezultacie daje dość dobry przekrój utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych.

Najważniejszym celem badań było ustalenie stratygrafii utworów leżących pomiędzy typowym pokładem czwartorzędu (do 20 m grubym), a trzeciorzędem (Mgr M. Środoniowa).

Zdjęcia przeglądowe prowadzone w latach 1947 i 1948 na obszarze przełomu Noteci przez antyklinorium kujawsko-pomorskie, między Wyrzyskiem i Chodzieżą, wykazały bardzo specyficzny styl budowy wynikający z wysokiego występowania utworów plioceńskich. Poczynając od Kcyni i Gołańczy na południowym wschodzie, poprzez Osiek n. Notecią i Miasteczko do Wysokiej na północnym zachodzie, występują utwory pliocenu pod prze-



ważnie cienką pokrywą czwartorzędu. Tworzą one płaszczyznę wzniesioną około 90—100 m n. p. m. Ponad nią sterczą przeważnie okrągłe pagórki zbudowane z plicenu, w niektórych miejscach przykryte utworami czwartorzędowymi.

Budowa oraz sytuacja geologiczna nasuwają przypuszczenie istnienia na tym obszarze wysadów starszego podłoża znanych z innych miejsc antyklinorium kujawsko-pomorskiego.

Wobec ważności zagadnienia w bieżącym roku rozpoczęto szczegółowe zdjęcie na ark. Osiek n. Notecią 1: 25 000 (Mgr J. Pacowska) oraz Kcyńnią 1: 25 000 (Dr St. Majdanowski), oraz wykonano 23 wiercenia do 80 m głębokości.

Strome wybrzeże zatoki Gdańskiej daje dobry przegląd licznych zagadnień geologii czwartorzędowej. Posiada ono w 50% szczegółowe zdjęcia kartograficzne. Przewidując potrzebę opracowania geologicznego całego regionu, w bieżącym roku wykonał Mgr St. Beniuszys zdjęcie szczegółowe arkusza Puck 1: 25 000.

Na obszarach pojeziernych w r. 1949 Dr J. Kondracki prowadził badania w okolicy Giżycka nad zagadnieniem stratygrafii iłów czwartorzędowych. Na wschodnim Pomorzu grupa Dr W. Okołowicza wykonała szczegółowe zdjęcia o charakterze geomorfologicznym nad dolinami rzek: Łeby, Raduni, Wierzycy, Słupi i Łupawy. W okolicy Torunia Dr W. Okołowicz kontynuował w 1949 r. swoje badania w związku z przygotowaniem szczegółowej mapy geologicznej, zaś Mgr Wł. Mrózek wykonał zdjęcie ark. Ciechocinek w skali 1: 25 000.

Prace naukowe uzyskały obszerny materiał naukowy z licznych wierceń badawczych wykonanych w miejscach specjalnie wybranych. W 1949 r. wykonano i jest w trakcie wykonania 130 wierceń o 4200 m bieżących, które wraz z setkami opracowanych wierceń wykonanych dla różnych celów gospodarczych dały bogate dane dla znajomości czwartorzędu Polski.

### Ustalenie chronologii doliny Wisły

Dolina Wisły składa się z kilku oddzielnych odcinków przedzielonych wężeniami (przełomami). Badania przeglądowe prowadzone systematycznie wzdłuż całej Wisły wykazały, że system tarasów i poziomów denudacyjnych jest inny niż dotychczasowa ich interpretacja w literaturze. Skomplikowany system tarasów, ustalony na podstawie geologicznej i morfologicznej, wymaga jeszcze dodatkowych badań, wśród których opracowania paleobotaniczne torfowisk późnoglacialnych i postglacialnych mogą dać poważne argumenty chronologiczne.

W r. 1948 zgromadzono materiał z 50 torfowisk (100 profili) występujących na różnych poziomach i tarasach doliny Wisły od Rozwadowa i Sandomierza do jej ujścia pod Gdańskiem. Poza głównym profilem Wisły, zebrano



materiały w dolinie Narwi i Noteci. Rozmieszczenie profili jest nierównomierne, w okolicach o skomplikowanej budowie geologicznej zebrano liczniejsze profile (np. kotlina Płocka 22 profile, Warszawska 20).

#### 4. BADANIA PETROGRAFICZNE UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Stan badań nad petrografią utworów czwartorzędu Polski jest w stosunku do innych działów geologii najmniej zaawansowany.

Zagadnienie charakteru i składu skał czwartorzędowych posiada znaczenie nie tylko naukowe, ale również i wszechstronne zastosowanie praktyczne. Brak kadr naukowych nie pozwalał na szersze zorganizowanie tego ważnego działu. Pierwszym krokiem w tej dziedzinie jest opracowanie składu petrograficznego utworów czwartorzędowych doliny i najbliższego dorzecza Bugu między Niemirowem a Wyszkowem. Materiał zebrano z licznych wierceń wykonanych na tym obszarze. Prace te prowadzi Prof. Dr M. Turnau-Morawska wraz ze współpracownikami.

#### TEMATY PRAC DOTYCZĄCE UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH WRAZ Z WYKAZEM PRACOWNIKÓW I WSPÓŁPRACOWNIKÓW P. I. G. W LATACH 1947—1949

BENIUSZYS St. Mgr (1949)

1. Geologiczne zdjęcia szczegółowe ark. Puck w skali 1:25 000 (przy współudziale L. Bohdziewicza)

CZERMIŃSKI J. (1948 i 1949)

2. Badania geologiczne okolicy Kalisza. Poza tym J. Czermiński opracował 168 profili na trasie kanału Opole—Konin

DYLIK J. Dr Prof. (1948—1949)

3. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Łódź (część północna) 1:300 000 (wspólnie z Mgr I. Jurkiewiczową)  
W pracach grupy Prof. J. Dylika brali udział:  
Mgr A. Dylikowa, A. Chróstówna, J. Filipiuk, Zdz. Batorowicz, J. Kucharska, H. Tagowska, Ł. Pierzchałówna, K. Jagiełło, L. Wosiek, T. Klatka, B. Bajorek, J. Olchowik, A. Sadłowska, L. Walczak, T. Kolasiński
4. Zjawiska peryglacjalne w czwartorzędzie okolic Łodzi

GALON R. Dr Prof. (1947—1949)

5. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Toruń 1:300 000
6. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Bydgoszcz 1:300 000



7. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Toruń 1: 300 000

W pracach grupy Prof. Dr R. Galona brali udział:

Dr W. Okołowicz, Mgr Wł. Mrózek, Mgr J. Pacowska, Mgr L. Roszkówna, K. Sikorski, W. Tywoński, J. Grzegórski, Z. Kotański, R. Kucianka, T. Orwid, Z. Trappówna, K. Wojtczakówna, M. Zamojska.

JAHN A. Dr Doc. (1949)

8. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Zamość (część północna) 1: 300 000 (wspólnie z Dr E. Rühle)
9. Profil utworów plejstocenijskich w Górach Kęckich koło Kęt
10. Preglacja i najstarsze utwory plejstocenijskie Wyżyny Lubelskiej (wspólnie z Prof. M. Turnau-Morawską)  
W pracach grupy Doc. Dr A. Jahna brali udział:  
Mgr A. Walczowski, Mgr J. Mojski, Mgr J. Trembaczowski, Z. Grochowski.

JURKIEWICZOWA I. Mgr

- Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Łódź (część południowa) 1: 300 000 (wspólnie z Prof. Dr J. Dylikiem)
11. Profile czwartorzędu w Dzbankach Kościuszkowskich i Szczercowie nad Widawką

KLIMASZEWSKI M. Dr Prof. (1948 — 1949)

12. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Wrocław (część południowa) 1: 300 000 (wspólnie z Doc. Dr B. Krygowskim)
13. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Opole (część wschodnia) 1: 300 000 (wspólnie z Inż. St. Doktorowicz-Hrebnickim)
14. Zagadnienia dyluwialne południowej Polski

W pracach grupy Prof. Dr M. Klimaszewskiego brali udział:  
Mgr A. Łaszczyński, Mgr St. Szczepankiewicz, Mgr H. Leonhard, H. Piasecki, L. Mączka, Zdz. Czeppe, L. Pernarowski, St. Biernat, E. Macura, J. Kaglik, J. Kicuła, J. Bujok, Wł. Barycz, L. Baraniecki.



KONDRACKI J. Dr (1948 — 1949)

15. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Giżycko 1 : 300 000
16. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego
17. Zagadnienie ilów czwartorzędowych w okolicy Giżycka

KONIOR K. Dr Prof. (1948)

18. Przeglądowa Mapa Surowców Mineralnych Polski. Arkusz Lublin 1 : 300 000

KOWALEWSKI K. (1948)

19. Przeglądowa Mapa Surowców Mineralnych Polski. Arkusz Kołobrzeg 1 : 300 000
20. Przeglądowa Mapa Surowców Mineralnych Polski. Arkusz Słupsk 1 : 300 000
21. Przeglądowa Mapa Surowców Mineralnych Polski. Arkusz Szczecin 1 : 300 000

KOWALSKI W. Mgr (1948 — 1949)

22. Badania geologiczne w okolicy Burzenina n. Wartą (przy współudziale N. Grotek)

KRYGOWSKI B. Dr Doc. (1947—1949)

23. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Poznań 1 : 300 000
24. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Poznań 1 : 300 000
25. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Wrocław (część północna) 1 : 300 000 (wspólnie z Prof. Dr M. Klimaszewskim)
26. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Zgorzelec (część północna) 1 : 300 000 (wspólnie z E. Ciukiem)
27. Materiały Archiwum Wierceń. Tom V i VI — Poznań (Przy współpracy Mgr L. Krygowskiej i Mgr T. Bartkowskiego)
28. Czwartorzęd Niecki Grodziskiej

W pracach grupy Doc. Dr B. Krygowskiego brali udział:

Mgr T. Bartkowski, Mgr St. Konieczny, Mgr M. Maik, Mgr L. Krygowska, Mgr St. Schneigert, Mgr B. Augustowski, Mgr A. Kowalska, Mgr E. Klimczak, Z. Kozłowski, E. Tomaszewski, K. Adamczewska, M. Błaszakówna, T. Błaszcyk, M. Kokociński.



ŁYCZEWSKA J. Mgr (1947 — 1949)

29. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Płock 1: 300 000  
(przy współpracy J. Wyczółkowskiego, Fr. Dembowskiego, D. Adamiec, i S. Pioruńskiej)
30. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Płock 1: 300 000  
(wspólnie z Dr Wł. Pożaryskim)
31. Materiały Archiwum Wierceń. Tom II — Płock
32. Sprawozdanie z badań geologicznych na północno-zachodnim narożu arkusza Brzesko Nowe
33. Objasnienia do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski. Wydanie B. Arkusz Płock 1: 300 000 — Utwory trzeciorzędowe

MAJDANOWSKI St. Dr (1949)

34. Geologiczne zdjęcie szczegółowe ark. Kcynia w skali 1: 25 000  
(przy współudziale L. Niewiadomskiego)

OKOŁOWICZ W. Dr (1949)

35. Geomorfologia dolin rzek pojezierza wschodniego Pomorza  
Praca zespołowa przy współudziale:  
K. Wojtczakówny, Z. Trappówny, Z. Kotańskiego, B. Rosy, W. Barczyka.
36. Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych niżu północno-europejskiego
37. Przyczynki do geologii okolic Torunia

PACHUCKI Cz. Dr (1948—1949)

38. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Suwałki 1: 300 000
39. Przebieg moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich

PACOWSKA J. Mgr

40. Zdjęcie szczegółowe ark. Osiek n. Notecią w skali 1: 25 000  
(przy współudziale H. Krzywickiej)

PAZDRO Zdz. Dr Prof. (1949)

41. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Gdańsk 1: 300 000
42. Materiały Archiwum Wierceń. Tom VII — Gdańsk  
(przy współudziale Mgr. St. Beniuszysa i Mgr H. Zdziechowskiego).



PIETKIEWICZ St. Dr Doc. (1949)

43. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Białystok 1 : 300 000

RÓZYCKI S. Z. Dr Prof. (1947—1949)

44. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Lublin 1 : 300 000

45. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Gdańsk 1 : 300 000

46. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Kraków 1 : 300 000

(wspólnie z Inż. St. Doktorowicz-Hrebnickim)

47. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Warszawa 1 : 300 000

(wspólnie z Mgr. St. Zwierzem)

48. Dwa profile geologiczne przez Warszawę

RUHLÉ E. Dr (1947 — 1949)

49. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Kołobrzeg 1 : 300 000

50. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Słupsk 1 : 300 000

51. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Szczecin 1 : 300 000

52. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Zbąszyń 1 : 300 000

53. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Radom 1 : 300 000

Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Zamść 1 : 300 000

(wspólnie z Prof. Dr A. Jahnem)

54. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Radom 1 : 300 000

55. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Lublin 1 : 300 000

(wspólnie z Dr Wł. Pożaryskim)

56. Przeglądowa Mapa Surowców Mineralnych Polski. Arkusz Radom 1 : 300 000

57. Mapa Węgla i Torfów Polski w skali 1 : 1 000 000

(wspólnie z Mgr E. Ciukiem i Inż. St. Doktorowicz-Hrebnickim)

58. Materiały Archiwum Wierceń. Tom I — Radom

59. Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia



60. Torfowiska Polski
61. Profil czwartorzędu Barkowic Mokrych nad Pilicą

TURNAU-MORAWSKA M. Dr Prof. (1949)

62. Badania petrograficzne utworów czwartorzędowych doliny Bugu między Niemirowem a Wyszkowem (przy współdziałaniu Mgr M. Jahnowej)  
Przegłądał i najstarsze utwory plejstoceniowe w Górach Kęckich k. Kęt (wspólnie z Prof. Dr A. Jahnem)

ZWIERZ St. Mgr (1948 i 1949)

63. Przegładowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Olsztyn 1 : 300 000
64. Przegładowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Biała Podlaska 1 : 300 000  
Przegładowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Warszawa (część wschodnia) 1 : 300 000 (wspólnie z Prof. Dr S. Z. Różyckim)
65. Przegładowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Olsztyn 1 : 300 000
66. Materiały Archiwum Wierceń. Tom III — Olsztyn
67. Budowa geologiczna doliny i najbliższej części dorzecza Bugu między Niemirowem a Wyszkowem.

### Prace paleobotaniczne

SZAFER Wł. Dr Prof. (1949)

68. Badania flory plioceńskiej w profilu Mizernej, oraz flory mioceniowej z Domajskiego Wierchu pod Czarnym Dunajcem

DYAKOWSKA J. Dr (1949)

69. Badania paleobotaniczne profilu interglacialnego Nowin Żukowskich na Wyżynie Lubelskiej

SOBOLEWSKA M. Mgr (1949)

70. Interglacja Barkowic Mokrych pod Sulejowem
71. Interglacja w Syrnikach nad Wieprzem

SUPNIEWSKA M. Mgr (1949)

72. Oznaczanie mikroskopowe źródeł drewna w profilach czwartorzędu i trzeciorzędu



ŚRODONIOWA M. Mgr (1949)

73. Badania paleobotaniczne utworów górnego trzeciorzędu na podstawie profilów z okolicy Rypina

ŚRODOŃ A. Dr (1949)

74. Flora dyluwialna leśna w Karpatach na podstawie profilu w Wierciaszkowie

TOŁPA St. Dr Prof. (1949)

75. Interglacja i późny glacjał w profilu Kalisza

BOBROWSKA J. Dr

76. Opracowanie paleobotaniczne profili interglacjału Woli w Warszawie

PRACE GEOLOGÓW INNYCH WYDZIAŁÓW ORAZ PRACE SPOZA INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO WIĄŻĄCE SIĘ Z ZAGADNIENIAMI GRUPY WZGLĘDNIE Z PRACAMI WYDAWNICZYMI W ZAKRESIE KARTOGRAFII CZWARTORZĘDU

CIUK E.

77. O zaburzeniach glacitektonicznych utworów plejstocenijskich i trzeciorzędowych niektórych obszarów zachodniej i północnej Polski

CZARNOGKI J. Dyrektor P. I. G.

78. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Kielce 1: 300 000

79. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Kielce 1: 300 000

DOKTOROWICZ-HREBICKI St. Inż.

80. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Wałbrzych 1: 300 000.

Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Opole 1: 300 000

(wspólnie z Prof. Dr M. Klimaszewskim)

Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Kraków 1: 300 000

(wspólnie z Prof. Dr S. Z. Różyckim)

GOŁĄB J. Dr

81. Zarys geologii okolic Horodna

KARASZEWSKI Wł. Mgr

82. Profil czwartorzędu w Syrnikach nad Wieprzem

83. O występowaniu lessu podmorenowego w okolicy Warki



KOZIOL S. Mgr

84. Budowa geologiczna Pustyni Błędowskiej

POŻARYSKI Wł. Dr

Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Płock  
1 : 300 000

(wspólnie z Mgr J. Łyczewską)

Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie B. Arkusz Lublin  
1 : 300 000

(wspólnie z Dr E. Rühle)

85. Objasnienia do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski. Wydanie B.  
Arkusz Płock 1 : 300 000 — Utwory mezozoiczne i paleozoiczne

PRÓSZYŃSKI M. Dr

86. Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu

RÓŻYCKI F. Dr

87. *Paludina diluviana* i jej znaczenie dla stratygrafii czwartorzędu

SOKOŁOWSKI St. Dr

88. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Cieszyn  
1 : 300 000

ŚWIDZIŃSKI H. Dr

89. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Nowy Sącz  
1 : 300 000.

WDOWIARZ J. Dr

90. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Wydanie A. Arkusz Przemyśl  
1 : 300 000.



Эдвард РЮЛЕ

## ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ГОСУДАРСТВЕННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ. — в годах 1946—1949

(с 1 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Исследования четвертичных отложений Польши начаты в Государственном Геологическом Институте в 1946 году вмещали следующие отделы:

1. Картографическое рассматривание всех геологических вопросов для общей ориентации в их распространении.
2. Собираение геологических материалов, собрание большого бурильного материала из исследований предыдущих лет и текущих трудов.
3. Научные работы — обработка научных проблем базирующихся на материалах собранных в вышеуказанных трудах, а затем дополненных отдельными исследованиями.

В объеме картографических трудов начато издание Обзорной Геологической Карты Польши в масштабе: 1:300 000, издание которой А — закрыта — в настоящее время в  $\frac{2}{3}$  опубликовано.

Обработан также целый ряд подробных карт, из которых часть опубликована.

Научные исследования относились к установлению стратиграфии четвертичных отложений при помощи палеоботанических, седиментологических и петрографических трудов.

В объеме региональных изучений исследовано основание четвертичных отложений, также сделаны геологические съемки разных районов Польской Низменности. В научно исследовательских работах над четвертичными отложениями Польской Низменности приняло участие приблизительно 80 постоянных и временных научных работников.

Геологические исследования четвертичных отложений запроектированные в 1946 г. подразделяются нижеследующим образом:

- I. Картография — картографическая обработка всех геологических проблем для общей ориентировки их распространения.
- II. Собираение геологических материалов — особенно большого, полученного из бурения материала с предыдущих годов и производимых в настоящее время.



III. Научные труды — обработка научных проблем, основанных на материале собранном в вышеупомянутых работах и, впоследствии, дополнение таковых специальными исследованиями.

I. В картографии на первом плане поставлена реализация Обзорной Геологической Карты Польши в масштабе 1 : 300 000. В обработке имеются три издания: Издание А — представляющее нормальную геологическую карту — исполнено в  $\frac{2}{3}$ ; издание В — без четвертичных отложений (исполнено приблизительно в  $\frac{1}{5}$ ), а также Обзорная Карта Минерального Сырья Польши. Кроме того в обработке и в типографии находятся геологические карты в масштабе 1 : 25 000 и 1 : 50 000. Кроме того в настоящее время издано и находятся в типографии еще ряд специальных геологических карт в разных масштабах.

II. Одновременно с развитием картографических работ Государственный Геологический Институт обратил особенное внимание на соби- рание фактического материала относительно буровых разрезов (профи- лей). Во время войны большая часть Бурового Архива была потеряна. Немедленно после окончания 2-ой Мировой войны начался в больших размерах сбор бурильного материала (пробы). В течение 4 лет собрано 12661 буровых профилей. Начато издание отдельных томов, охватываю- щих буровые работы в пределах отдельных листов карты в масштабе 1 : 300 000. Издано том 1-ый лист Радом. В приготовлении и типографии находятся еще 8 следующих томов.

III. Научные работы ведутся на разные темы а именно:

1. Палеоботанические работы исполняет лаборатория проф. др. В. Шафера при сотрудничестве 7 ассистентов.

2. Исследования стратиграфии четвертичных отложений отнесены к проблемам, связанным с определением целостности четвертичной страти- графии Польши, охватывают отдельные зоны оледенений.

3. Региональные исследования четвертичных отложений и их основа- ния касаются наиболее важных вопросов строения отложений четвер- тичного периода, какие возникли в связи с обзорными съемками. Исследо- вания эти охватывают разрезы долины рек Вепржа, Буга и Вислы по от- дельным участкам, а также некоторые проблемы основания четвертичных отложений (окрестности Рыпина, Гарволина и т. д.).

Особенную задачу представляет вопрос определения хронологии до- лины р. Вислы — на основании палеоботанических работ над современ- ными торфяниками, находящимися в этой долине и в ее окрестностях.



4. Петрографические исследования четвертичных отложений производятся проф. др. М. Турнау-Моравской относительно участка долины р. Буга между Немировом и Вышковом.

Вообще, исследования четвертичного периода Польши сосредоточены преимущественно в Группе Низменности Польши; в 1949 принимало участие в этих работах свыше 80 постоянных и сезонных сотрудников.



Edward RÜHLE

## INVESTIGATIONS OF THE QUATERNARY DEPOSITS EXECUTED IN GEOLOGICAL SURVEY OF POLAND IN THE YEARS 1946—1949

(with 1 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

Research concerning the Quaternary of Poland undertaken by the Polish Geological Institute comprises following branches:

1. Cartographical representation of all geological problems aiming at a general idea of their extension.
2. Collecting of geological materials, particularly of a very rich drill cutting material from investigations of previous years and present works.
3. Scientific work — the working out of problems based on materials collected during the above mentioned works, and completed owing to special research.

It was undertaken the publication of General Geological Map of Poland 1:300 000; the edition A representing a normal geological map with Quaternary deposits has been published at present in  $\frac{2}{3}$ .

There have been also worked out and partly published a number of maps in different scales.

Scientific works concern the establishment of the Quaternary stratigraphy based on palaeobotanical, sedimentological and petrographical research. Regional investigations include the substratum of Quaternary and geological mapping of different areas of the Polish Lowland. About 80 permanent and interim workers took part in scientific research concerning the Quaternary of Polish Lowland.

Research concerning the Quaternary has been started in 1946 and it is composed of the following items:

- I. Cartography — a cartographical representation of all geological problems aiming at a general idea of their extension.



II. The collecting of geological materials, particularly of a very rich drill cutting material from investigations of previous years and present works.

III. Scientific work — the working out of problems based on materials collected during the above mentioned works, and completed owing to special research.

I. The first place in cartography was taken up by the realization of the General Geological Map of Poland in the scale 1 : 300 000. Three editions are being elaborated: the edition A — representing a normal geological map has been published at present in  $\frac{2}{3}$ ; the edition B — without Quaternary deposits (about  $\frac{1}{5}$  published), and the General Map of Mineral Raw Materials in Poland. In elaboration and in print are besides geological maps in the scale 1 : 25 000 and 1 : 50 000. The Geological Map of the Tatra Mountains in the scale 1 : 10 000 represents a separate publication. There have been issued besides and are also in print a number of special maps in different scales.

II. Together with the progress of the geological mapping, the Geological Survey of Poland has paid a special attention to the collecting of materials concerning the bore-holes profiles which represent the actual material. During the war a considerable part of the Bore-holes Archive has been destroyed. As soon as the II World War was over the collecting of drill cutting materials was started at a large scale. 12 661 bore-holes profiles were collected during 4 years, and the publishing of particular volumes concerning the bore-holes upon the area of separate sheet of the map 1 : 300 000 was started. Volume I — sheet Radom has been published. 8 further volumes are now in print and in preparation.

III. Scientific works are now carried out in different sections, viz.:

1. Palaeobotanic works in the laboratory of Prof. Dr Wł. Szafer with the cooperation of 7 assistants.

2. The research concerning the Quaternary stratigraphy relates to the problems bound with the establishment of the Quaternary stratigraphy in Poland and it comprises particular glaciation belts.

3. Regional investigations of the Quaternary and its substratum concern the most important problems of the Quaternary structure which arose in connection with general mapping. These investigations include the sections of the Wieprz, Bug and Vistula valleys in different sectors, and also certain problems of the sub-Quaternary substratum (neighbourhoods of Rypin, Garwolin, etc.). The matter of establishing the Vistula valley chronology



on the basis of palaeobotanic research of the contemporary peats occurring within the valley and its neighbourhood, represents a special problem.

4. The petrographical investigations concerning the Quaternary deposits, carried out by Prof. M. Turnau-Morawska relate to the sector of the Bug valley between Niemirów and Wyszaków.

The works concerning the Quaternary in Poland are concentrated first of all in the Group of the Polish Lowland and about 80 permanent and interim workers took part in them during 1949.



Władysław SZAFER

## SCHYLEK PLEJSTOCENU W POLSCE

(z 1 tabl. i 5 fig. w tekście)

### Streszczenie

Za schylek plejstocenu autor uważa okres od starszego dryasu, aż do pierwszego poziomu pyłkowego, należącego do holocenu. Omawia następnie występowanie pyłków i szczątków makroskopowych w kolejności uzależnionej od ich przynależności wiekowej i na nich opierając swój sąd określa charakter ówczesnej flory i klimatu w Europie środkowej.

### WSTĘP

Ostatnie dwudziestolecie dostarczyło polskiej dyluwologii tak dużo odkryć terenowych i laboratoryjnych, że w ich świetle dojrzały do ponownego syntetycznego ujęcia najważniejsze problemy plejstoceni. Szkic niniejszy jest niejako fragmentem nowej próby stratygrafii plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej, której pierwszy zarys ogłosiłem w r. 1930 w Roczniku Polskiego Towarzystwa Geologicznego (Wł. Szafer — 54). Miarą poważnego wzbogacenia się od tego czasu naszej wiedzy o florze dyluwium jest fakt, że podczas gdy w roku 1930 przytoczyć mogłem tylko 37 miejscowości, w których znane były podówczas bądź makroskopowe bądź mikroskopowe szczątki flor dyluwialnych, to obecnie doliczyć się możemy takich punktów położonych w granicach Polski, lub w pobliskich ziemiach krajów sąsiednich, nie mniej aniżeli 150. Dodać należy, że liczbą tą nie objęto mniej ważnych danych o florze kopalnej, mających charakter zbyt ogólnikowy lub zbyt fragmentaryczny.

W szeregu aktualnych zagadnień dyluwologii nie tylko naszej ale całej Europy dwa uchodzą słusznie za najbardziej krytyczne, tzn.: 1) okres przejściowy pomiędzy pliocenem i plejstoceniem, 2) przejście od plejstocenu do holocenu.

Pierwsze z tych kapitalnych zagadnień zaczyna się zaledwie w Polsce zarysowywać. Przez odkrycie w ostatnich latach bogatych flor pliocenijskich wkroczyliśmy nareszcie realnie w wszechstronne badania końca trzeciorzędu. Istnieje uzasadniona nadzieja odnalezienia osadów górno-pliocenijskich zawie-



rających florę kopalną samego schyłku trzeciorzędu. Jeżeli to nastąpi będziemy mogli — być może już niedługo — wypełnić treścią enigmatyczne dotychczas pojęcie „preglacjału“, które dziś albo używane jest w sensie ściśle lokalnie stratygraficznym, albo też odnoszone jest do osadów, które są geologicznym podścieliskiem plejstocenu, ale co do których równocześnie nie ma żadnych podstaw, aby zaliczyć je do górnego pliocenu. Wyplynie również niebawem sprawa istnienia u nas zimnych wahań klimatycznych w pliocenie.

Zagadnienie drugie, zdawało by się od pierwszego niepomiernie prostsze i łatwiejsze do rozwiązania, nie mogło być przez długi czas należycie postawione w nauce, nie tylko u nas, ale także gdzie indziej w Europie. Przyczyny tego niepomyślnego i długotrwałego stanu rzeczy były różne, jednakże najważniejszymi z nich okazały się trudności natury metodycznej. Prostu nie można było poradzić sobie z trudnościami znalezienia florystycznej i klimatycznej granicy pomiędzy plejstoceniem i holocenem tak długo, jak długo opierano się w badaniach naukowych wyłącznie na makroskopowych szczątkach roślin kopalnych. Dopiero zastosowanie metody analizy pyłkowej również do osadów mineralnych — tak bardzo charakterystycznych dla plejstocenu — oraz krytyczne skombinowanie wyników uzyskanych tą metodą z wynikami zdobytymi metodą badania szczątków makroskopowych, pozwoliły uczynić pod tym względem decydujący krok naprzód.

Przy rozwiązywaniu omawianego zagadnienia wielką korzyść przyniosła również ta okoliczność, że problem kontaktu plejstocenu z holocenem zaatakowano niejako równocześnie z dwu stron, tzn. od góry przez cały legion badaczy postglacjalnych torfowisk i osadów wodnych, oraz od dołu przez dypluwiologów, którzy w stropie plejstocenu szukali nawiązania do postglacjału. Do uzyskania pełnego sukcesu tego rodzaju strategii naukowej przyczynił się zwłaszcza u nas w Polsce fakt, że badania terenowe dążące do rozwiązania tego problemu miały charakter badań zespołowych, w których obok botanika pracował często równocześnie nie tylko zoolog, ale również geolog i geograf, a niekiedy i prehistoryk. Przykłady takich prac przeprowadzonych zespołowo w Roztokach i w Krościenku n/Dunajcem są zachętą do podejmowania również w przyszłości analogicznych wspólnych badań w terenie.

## I. OKREŚLENIE POJĘCIA „SCHYŁKU PLEJSTOCENU“

Absolutne datowanie końca ostatniego glacjału (Varsovien II, Vistulian, Würm), a tym samym wyznaczenie granicy pomiędzy plejstoceniem i holocenem jest sprawą umowy naukowej. Tutaj przyjmujemy za moment graniczny czas, w którym łądolód plejstoceniński rozpoczął swój definitywny odwrót z wieńca moren fenoskandyjskich (środkowo-szwedzkich i fińskich).



Stało się to według chronologii de Geera około 7 900 lat przed n. erą<sup>1</sup>. Przyjmując tę datę za przełomową znajdujemy poparcie słuszności takiego stanowiska w fakcie, iż od tego właśnie momentu rozpoczęło się w Europie północnej i środkowej gwałtowne ocieplanie się klimatu, które dało początek opanowaniu wielkich jej obszarów, zwłaszcza obszarów opuszczonych przez lądolód ostatniego glacjału, przez las w okresie postglacjału czyli holocenu, który trwa do dnia dzisiejszego.

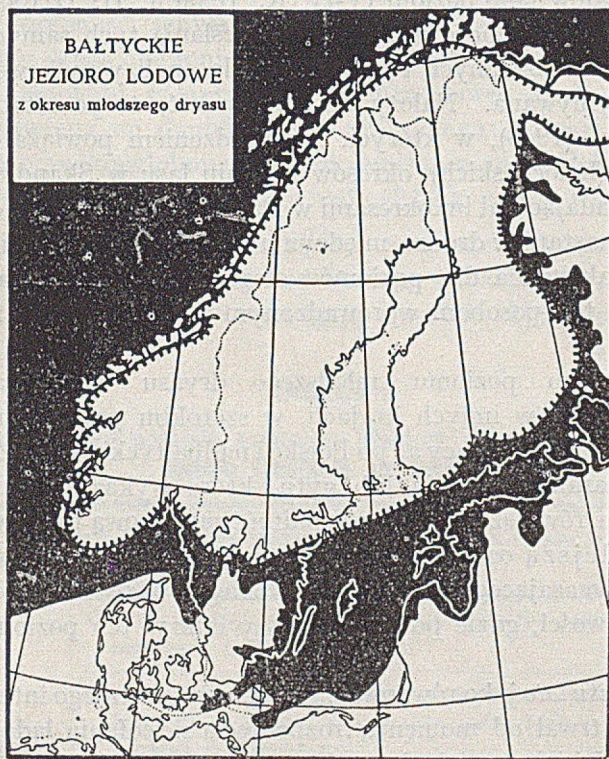


Fig. 2

Rysunek schematyczny na podstawie badań różnych autorów wg F. E. Zcuenera (1946) i H. Grossa (1943)

Postój lądolodu skandynawskiego na wieńcach moren fenoskandyjskich (fig. 2) trwał według de Geera od r. 8 800 do 7 900 przed erą, a zatem tylko około 900 lat. Ten stosunkowo krótki okres nazwany młodszym dryasem był ostatnim zimnym wahnieniem klimatu w obrębie glacjału bałtyckiego, a więc ostatnim jego stadjałem. Pomimo krótkiego czasu trwania wywarł młodszy dryas wielki wpływ na szatę roślinną oraz faunę współ-

<sup>1</sup> R. Linden (1938) podaje tę datę na 8109 lat przed n. erą, M. Munthe (1940) na 8 540 lat przed n. erą.



czesną nie tylko w obszarach lądu położonych w pobliżu ówczesnego bałtyckiego jeziora lodowego ale również odbił się on wyraźnie jako zimne wahnięcie klimatu w głębi lądu europejskiego, do którego wprowadził ostatnią falę bezdrzewnej tundry arktycznej. Poziom ten o słabej frekwencji pyłków drzew nie ma z reguły charakteru osadu organogenicznego (torfu lub gytii). Okres młodszego dryasu w chronologii pyłkowej Szwecji oznaczany jest jako poziom X-ty (L. v. Post i T. Nilsson), zaś w chronologii pyłkowej innych krajów jako poziom IV-ty (K. Jessen, H. Gross i in.). Tego rodzaju formalna niezgodność w sposobie określania tych samych stratygraficznych poziomów zbadanych tą samą metodą analizy pyłkowej nie powinna być dalej utrzymywana. Należy też przypuścić, że po ostatnich pracach Tage Nilssona (1948), w których z powodzeniem powiązał on dziewięć postglacjalnych (holoceńskich) okresów rozwoju lasu w Skandynawii południowej z odpowiadającymi im okresami w Danii, Holandii i północno-zachodnich Niemczech nastąpi w drodze międzynarodowego porozumienia przyjęcie jednakowego znakowania dla poziomów stratygraficznych, ustalonych analizą pyłkową, a to sposobem wprowadzonym do nauki przez L. v. Posta i Tage Nilssona.

Poniżej zimnego poziomu młodszego dryasu znaleziono najpierw w Danii, a później i w innych krajach, w szerokim promieniu od Irlandii przez Anglię, Holandię, Niemcy aż po Polskę i nadbałtyckie kraje ZSRR, osady najczęściej o charakterze torfu lub gytii, które wykazują stale większą obfitość i zwykle również większą różnorodność gatunkową pyłków drzew. Tę oczywiście cieplejszą oscylację klimatyczną, którą uznać należy za ostatni interstadiał wygasającego glacialu bałtyckiego, nazwano Alleröd (nazwa duńskiej miejscowości, gdzie po raz pierwszy odkrył ten poziom N. Hartz w 1902 r.).

Alleröd *sensu lato* jako równoważnik czasowy ostatniego interstadiału późno-glacialnego, trwał od momentu rozpoczęcia się cofania lądolodu z moren południowo-szwedzkich (gotiglacialnych z Schonen i sambijskich na Pomorzu Wschodnim) do czasu ich zatrzymania się na wspomnianym wyżej wieńcu moren fenoskandyjskich (finiglacialnych). Według wyników badań geochronologicznych, przeprowadzonych metodą warwową (R. Lindén 1938, G. de Geer 1940, E. H. de Geer 1943) moment ruszenia lądolodu z południowo-szwedzkich moren gotiglacialnych nastąpił około roku 14 500 przed n. erą. Z tego wynika, że Alleröd *sensu lato* w sensie chronologicznym odpowiadałby odcinkowi czasu pomiędzy około 14 500 a 8 800 lat przed n. erą, czyli maksymalny czas jego trwania wynosiłby około 5 700 lat. Ten stosunkowo długi czas gotiglacialny uważamy tutaj za Alleröd *sensu lato*. W obszarach położonych przy ówczesnym bałtyckim jeziorze lodowym mógł mieć Alleröd charakter klimatu leśnego tylko w swoim optimum, podczas gdy na południu Polski klimat leśny trwał przez cały czas gotiglacialnego cofania się lądolodu.



Właściwy, tj. północny Alleröd, czyli Alleröd *sensu stricto* (II a i b K. Jessena 1935 i J. Iversena 1942, II H. Grossa) trwał zaledwie około 1 000 a najwyżej 1 700 lat (od 10 000 do 8 300 lat przed n. erą, por. Zeuner 1946).

Okres „starszego dryasu“, choć należy jeszcze częściowo do tzw. późnego glacialu nie jest już jednakże właściwym schyłkiem plejstocenu i dlatego nim się tutaj zajmować szczegółowo nie będziemy. Niemniej dla zrozumienia odrębności schyłku glacialu nie będzie można pominąć go zupełnie. Starszy dryas obejmuje odcinek czasu późno-glacialnego od momentu cofnięcia się lądolodu północnego z wieńca moren stadium pomorskiego. Czasowo odpowiada on daniglacjowi de Geera. Starszy dryas w sensie szerszym był prawdopodobnie okresem osadzania się w Polsce przynajmniej części młodszego lessu, położonego nad „glebą kopalną“ wieku oryńskiackiego.

Fakty, które wyżej przytoczyliśmy w związku z ustaleniem pojęcia „schyłku“ ostatniego glacialu, przedstawiają sumarycznie następujące dwie tabele orientacyjne, które nie wymagają dalszych objaśnień.

TABELA 1

Schemat zasadniczego podziału ostatniego glacialu na podstawie następstwa faz postoju i cofania się lądolodu

Postglacial, czyli holocen rozpoczynający się okresem finiglacialnym, ostatecznego cofnięcia się lądolodu z moren fenoskandyjskich			
Ostatni glacial (Varsovien II, Vistulian, Würm)	Późny glacial	Ostatni stadial = młodszy dryas. Postój lądolodu na morenach fenoskandyjskich	Gotiglacjal  Schylek glacialu
		Ostatni interstadial = Alleröd <i>s. l.</i> Okres cofania się lądolodu z moren południowo-szwedzkich i sambijskich (Gotiglacjal)	
		Postój lądolodu na morenach południowo-szwedzkich i sambijskich (starszy dryas <i>s. str.</i> — młodsza część)	
	Główny glacial	Okres cofania się lądolodu z moren pomorskich	Daniglacjal  (Starszy dryas)
Stadial pomorski			
Interstadial mazurski(?) Stadial poznański (frankfurcki)			
Wczesny glacial	Interstadial oryńskiacki Stadial brandenburski		
Ostatni interglacial (Masovien II, Eemien)			







wencję. Odnosi się to do pyłków drzew, lecz niekiedy do pyłków w ogóle, to znaczy również do kategorii tzw. „pyłków nie drzew“ (P. N. D. = pyłki nie drzew), które wszakże z reguły są tu obfite. Nie trzeba dowodzić, że procentowe diagramy pyłkowe, obliczone dla pyłków drzew wtedy, gdy ich frekwencja jest nikła, nie dają podstawy do wnioskowania o obecności lub nieobecności *in situ* danego rodzaju drzewa. Co więcej, obecność w tego rodzaju niskofrekwencyjnych diagramach pyłkowych samych tylko pyłków drzew, ulegających łatwo dalekiemu i masowemu transportowi przez wiatr (np. *Pinus*, *Betula*, *Picea*), znajdujących się tu nierzadko na drugorzędym złożu, nie tylko nie jest dowodem faktycznej obecności tych drzew, lecz wręcz przeciwnie może być uważana niekiedy za dowód bezleśności bliskiej a nawet dalszej okolicy. Twierdzenia powyższe oparte są na wielu przekonywujących obserwacjach nad transportem pyłku drzew przez wiatr, zwłaszcza przy polarnej granicy lasu, których tu omawiać nie będziemy (Hesselman 1919, Kurdjaschew 1925, Auer 1927, Jessen 1935, Dyakowska 1936, Erdtman 1937, Bertsch 1941, Aario 1942 i 1944 i inni) oraz nad występowaniem pyłków drzew na drugorzędym złożu (Iversen 1936 i 1938, Sołoniewicz 1946, Griczuk 1946).

Do czynników obniżających wartość analizy pyłkowej osadów późnoglacialnych przybývá jeszcze ta okoliczność, że niemal wszystkie dawniej wykonane tego rodzaju analizy pyłkowe nie podawały ani stopnia frekwencji pyłków (choćby przybliżonej w grubej ocenie!), ani też pyłków nie drzew (P. N. D.), a tym samym i stosunku ilościowego P. N. D. do pyłków drzew (P. D.), która to wartość według zapytrywań obecnych posiada duże znaczenie (Firbas 1949). W takim stanie rzeczy albo należało by raz jeszcze przerobić wszystkie dawniejsze analizy pyłkowe, o ile chodzi o ich późnoglacialne poziomy (tzn. poziomy X, XI i XII) i zbadać je dokładnie pod względem frekwencji pyłków drzew, jakości i ilości pyłków nie drzew (P. N. D.) i stosunku P. N. D. do P. D., albo wykorzystać je w takiej niedoskonałej formie, w jakiej się znajdują, traktując materiał obecny jako orientacyjny. Tutaj wybrano drugą drogę, w następstwie czego wnioski, jakie wysnuto, mają jedynie charakter prawdopodobnych przypuszczeń, nie zaś stwierdzonych faktów.

O ile chodzi o makroskopowe szczątki roślinne z okresu schyłku plejstocenu w Polsce, mające pierwszorzędne znaczenie dokumentarne, to niestety mamy ich dotychczas niewiele. W spągu postglacialnego torfowiska w miejscowości Krępkowice (powiat Lębork) na Pomorzu odkrył szczątki bezdrzewnej tundry już w 1890 r. Nathorst. Zarówno to stanowisko flory dryasowej (*Betula nana*, *Dryas octopetala* i in.) jak i inne z obszaru Pomorza wschodniego (Radłówek i Szropy koło Malborka) pochodzą z wczesnego gotiglacialu poprzedzającego na Pomorzu krótkotrwałe tutaj ocieplenie interglacialu Alleröd i dlatego przez H. Grossa zaliczane są do starszego dryasu (Grossa Ia i Ib). Obfitsze makroskopowe szczątki roślin z okresu młodszego dryasu nie zostały dotychczas odkryte w północnej Polsce, chociaż



w Danii są one częste, a również znane są z Kurlandii, Estonii i okolic Leningradu (Jakowlew 1924 i Anufrjew 1925). Natomiast znaleziono je w południowej Polsce w Roztokach koło Jasła oraz w Krościenku nad Dunajcem. W Roztokach stwierdzono ponadto obecność pełnej serii osadów schyłku plejstocenu (to znaczy poziomy X i XI) w bezpośrednim nawiązaniu w stropie do osadów postglacialnych (poziomy: IX i wyższe), w spągu zaś do osadów poziomu starszego dryasu (poziom XII). Roztoki i Krościenko, dopełniające się wzajemnie, mają kluczowe znaczenie dla poznania klimatu i flory późnego glacialu nie tylko w Polsce, lecz również w całej Europie środkowej.

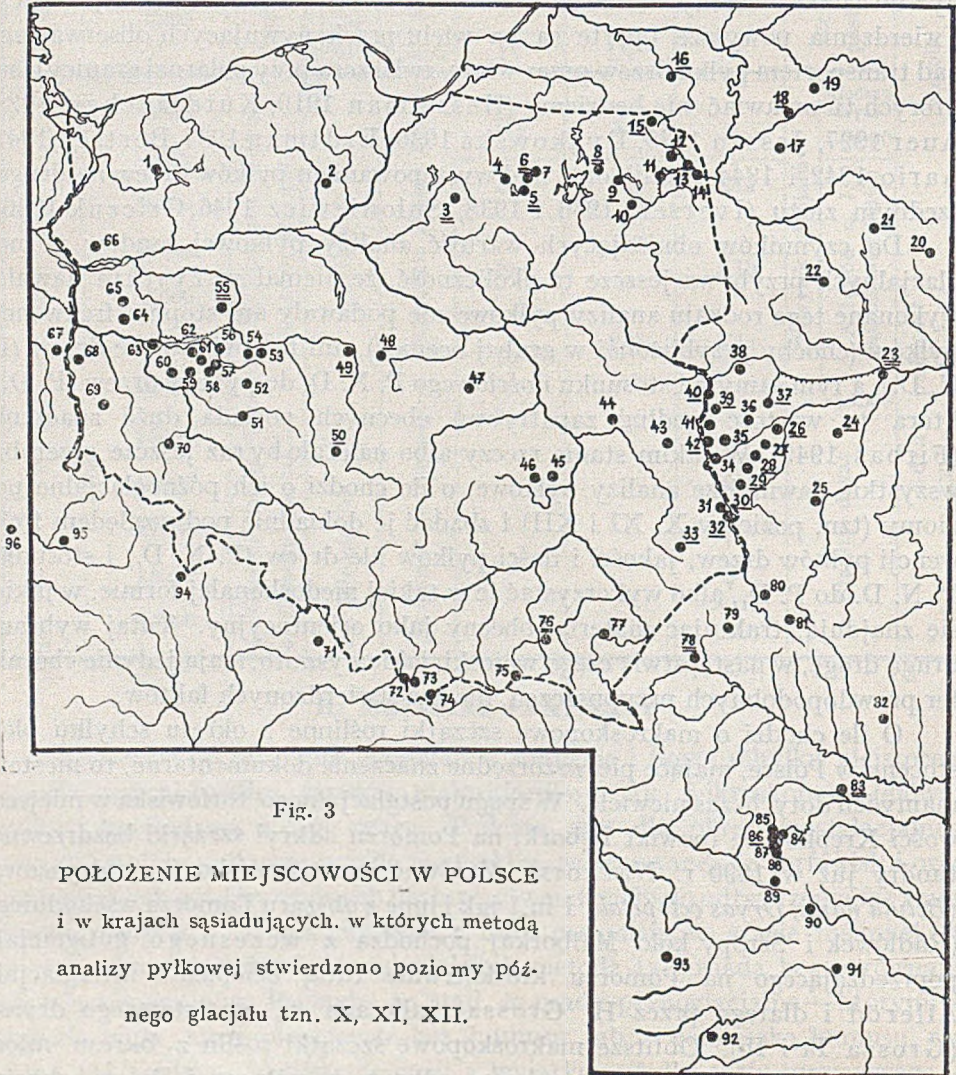


Fig. 3

POŁOŻENIE MIEJSCOWOŚCI W POLSCE  
i w krajach sąsiadujących, w których metodą  
analizy pyłkowej stwierdzono poziomy póź-  
nego glacialu tzn. X, XI, XII.



Na figurze 3 zaznaczono punktami opatrzonymi liczbami porządkowymi te miejscowości, w których w spągu postglacjalnych torfowisk (rzadziej w innej pozycji stratygraficznej) znajdują się osady z czasu schyłku plejstocenu, przy czym miejscowości, w których stwierdzono oprócz poziomu X (młodszy dryas) również poziom XI (Alleröd), zaznaczono podkreśleniem, zaś te w których stwierdzono również poziom XII podwójnym podkreśleniem.

Diagramy pyłkowe z okresów X i XI z obszaru Polski i krajów do nich bezpośrednio przylegających zestawiono w tabeli 3. Przy każdej miejscowości podano nazwisko autora i rok ogłoszenia drukiem odnośnej pracy, zaś analizy pyłkowe, wykonane w Instytucie Botanicznym U. J. w latach 1936—1939 a nie ogłoszone drukiem, opatrzone literą R (= Rękopis), umieszczoną przy nazwisku osoby, która przeprowadziła daną analizę<sup>1</sup>. W kolumnach rejestrujących ilość pyłków poszczególnych rodzajów drzew podano ich średnie procenty obliczone dla całego poziomu X względnie XI. Znak + oznacza sporadyczną obecność pyłku danego drzewa. Ponieważ nie we wszystkich badanych punktach reprezentowane były poziomy X i XI w całości, lecz niekiedy tylko w górnych fragmentach, przeto otrzymane średnie procenty drzew nie są ściśle z sobą porównywalne, co wprowadza do naszego materiału jeszcze jedno źródło nieścisłości.

### III. CHARAKTER FLORY I KLIMATU W OKRESIE OSTATNIEGO GŁÓWNEGO GLACJAŁU

To, co dotychczas wiemy o florze i klimacie tzw. głównego glaciału w Polsce (por. tabela 1), opiera się przede wszystkim na profilu plejstoceńskim w Krościenku nad Dunajcem. Utwory soliflukcyjne w Krościenku obejmują następujące poziomy (od góry ku dołowi); w nawiasach podano ich interpretację czasową sprzed 10 laty:

Późny glaciał	{	$O_1$ i dolna część $D_1$ (młodszy dryas, X)
	{	$D_2$ = interglaciał Alleröd s. l. (XI)
Główny glaciał	{	$O_2$ = stadiał pomorski (XII)
	{	$D_3$ = interstadiał mazurski (XIII)
	{	$O_3$ i $D_4$ = stadiał poznański (XIV)

W powyższym zestawieniu znak O ( $O_1$ ,  $O_2$  i  $O_3$ ) oznacza poziomy soliflukcyjne nie posiadające szczątków roślinnych, zaś znak D ( $D_1$  —  $D_4$ ) analogiczne poziomy z florą dryasową. Pierwsze wiążemy zasadniczo ze stadiami, drugie z interstadiami (por. wywody na ten temat M. Klimaszewskiego zamieszczone w rozprawie zbiorowej z 1939 r.).

<sup>1</sup> Wybuch wojny przerwał w r. 1939 planowe gromadzenie przez Instytut Botaniczny U. J. materiałów do analizy pyłkowej torfowisk i osadów wodnych, które miały być podstawą do syntetycznej pracy przedstawiającej historię lasu i klimatu w Polsce w czasie i po epoce lodowej. Dużo z tych materiałów w czasie wojny przepadło.







L.p.	Miejscowość i autor	Poziom X										Poziom XI																										
		P	Be	Sa	Pi	Al	Q	Ul	T	Ca	Co	P	Be	Sa	Pi	Al	Q	Ul	T	Ca	Co																	
32	Strzelce (S. Scherwentke 1939, R) .....	71	19	10	+																77	15	6	+	+												+	
33	Krynice (S. Scherwentke 1939, R) .....	94	6	2	+									+								79	13	5	1	+	+	1										
34	Jez. Linowiec (Tymrakiewicz 1935) .....	76	20	4	+	+																																
35	Jez. Okrągłe (Tymrakiewicz 1935) .....	76	19	5	+	+																59	18	4	1	1												
36	Zabłocie II (Kulczyński 1930) .....	72	26	5																																		
37	Jez. Brono (Tymrakiewicz 1935) .....	76	16	8	1	+																																
38	Żabinka (Seidl 1938, R) .....	64	23	8		3	+	+	+	+	+	+	+																									
39	Jez. Ostrowskie (Tołpa 1935) .....	74	23	2	1		+	+	+	+	+	+	+								65	22	2	1	6	2	1	1	1	2	2							
40	Jez. Płotycz k. Włodawy (Tołpa 1935) .....	67	26	6	1	1	+							+							69	15	5	1	6	1		1	1	1	2							
41	Piaseczno (Tołpa 1935) .....	85	13	3																																		
42	Jez. Klimowskie (Tymrakiewicz 1935) .....	84	12	5		1								+							92	2		3	3	2										3		
43	Durne Bagno (S. Scherwentke 1939, R) .....	73	20	6	+	+	+	+	+	+	+	+	+																									
44	Niewęgłosz (Amouraux 1936, R) .....	55	38	8		+	+	+	+	+	+	+	+																									
45	Wielgie k. Ilży (Kluzekówna 1937, R) .....	95	4	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+																									
46	Pakosław (Kluzekówna 1937, R) .....	96	3	3	1	+			+	+	+	+	+																									
47	Skierniewice (Sobolewska 1938, R) .....	93	6	3	+	+							+																									
48	Łęczyca (Sobolewska 1937, R) .....	94	5	1	+								+								91	7	1	1	1				1						1			
49	Gąsiorów k. Kola (Kluzekówna 1938, R) .....	85	13	2																	76	23	1	1														
50	Lututów (Paszewski 1930) .....	65	33	3																																		
51	Milicz (Stark i Oberbeck 1929) .....	93	7	2																																		
52	Teodozowo (Oltuszewski, 1948) .....	55	41	4										+																								
53	Lipówka (Oltuszewski 1948) .....	33	64	4																																		
54	Rudki (Oltuszewski 1948) .....	73	25	2																																		
55	Jez. Psarskie (Bilińska, R) .....	70	27	3		2	+						+								78	36		1		1	1											
56	Wonieść (Oltuszewski 1948) .....	73	38	1																																		
57	Osieczna (Oltuszewski 1948) .....	39	56	5																																		
58	Trzebania (Oltuszewski 1948) .....	61	35	4																																		
59	Zaborowiec (Oltuszewski 1948) .....	63	26	5																																		
60	Brenno (Oltuszewski 1948) .....	46	50	4																																		
61	Smyczyna (Oltuszewski 1948) .....	59	40	4																																		
62	Boszkowo (Oltuszewski 1948) .....	59	36	5																																		
63	Szreniawa (Stark i Oberbeck 1929) .....	91	8	2																																		
64	Niedźwiedź k. Świebodzina (Niedwitz)(Hesmer 1933) .....	20	80																																			
65	Łągów (Lagow) (Hesmer 1933) .....	40	60																																			
66	Dolsk (Bars-Pessing) (Hesmer 1933) .....	50	50				+																															
67	Turów (Tauer) (Hesmer 1933) .....	60	40																																			



L.p.	Miejscowość i autor	Poziom X										Poziom XI									
		P	Be	Sa	Pi	Al	Q	Ul	T	Ca	Co	P	Be	Sa	Pi	Al	Q	Ul	T	Ca	Co
68	Brody (Pforten) (Hesmer 1933) .....	60	40																		
69	Gelbbruch Teich (Stark 1929) .....	40	35	25																	
70	Tschocke k. Lignicy (Weiman i Schulze 1937) ....	80	15	4																	
71	Podolan (Salascheck 1935) .....	97	1	2	2																
72	Rudne (Peterschilka 1927) .....	87	8	3	3																4
73	Molkowka (Dyakowska 1932) .....	94	3	2	3	+															
74	Staw Litworowy (Dyakowska 1932) .....	98	3	3	3	+															+
75	Krynica (Jaroń 1939, R) .....	94	1	5	1																
76	Roztoki (Jaroń-Szafer 1935) .....	71	21	8	1	+	+	+	(Larix)	+											
77	Podbukowina (Jaroń i tow. 1937, R) .....	98	2	1																	
78	Porzeczce-Grunt (Dyakowska 1938, R) .....	94	4	2	2																
79	Dublany 7 (Tymrakiewicz 1931) .....	87	23	10																	
80	Kamionka Strumiłowa (Sobolewska 1937, R) ..	92	7	2	1		+	+													
81	Olesko (Tymrakiewicz 1931) .....	87	7	7																	
82	Howitów (Koczwarą 1927) .....	80	1	17	2	2															
83	Podwysoka (Koczwarą 1927) .....	93	1	5	2																
84	Dzembronia (Środoń 1948) .....	55	6	3	29	2				5	+	+									2
85	Zaroślak (Kozij 1934) .....	78	3	10	4	4															2
86	Breskuł (Kozij 1932) .....	90	5	6	7																
87	Dancerz (Kozij 1932) .....	79	5	9	4	4															
88	Kizie Uiohy (Tolpa 1928) .....	79	5	9	4	4															
89	Bardo (Środoń 1948) .....	62	7	1	5	7	+			3											4
90	Colacel I, II (Pop 1932) .....	75	12	6	8	+															
91	Bilbor (Pop 1932) .....	50	50			+															
92	Bagau (Pop 1932) .....	86	3	2	9	+															+
93	Stobor (Pop 1932) .....	85	6	+	8																+
		ok.	ok.	ok.																	
94	Ploucnice pn. Czechy (Firbas 1927) .....	95	2	3																	
		ok.																			
95	Lysa-Hrabanov (Lösert 1940) .....	26	54	21																	
		ok.	ok.	ok.																	
96	Kommerner See, k. Mostu (Losert 1940) .....	75	16	3																	



Przypomnę tutaj krótko interpretację profilu krościeńskiego z 1939 r.

Po stosunkowo ciepłym (leśnym) interstadiale oryńskiackim, w czasie którego erozja deszczowa zmyła ze zbocza krościeńskiego osady wczesnego glacjału gdy warunki klimatyczne, odpowiadające piętru alpejskiemu, zapoczątkowały tu znów proces soliflukcji zboczowej, rozwinęła się najpierw flora dryasowa ( $D_4$ ) z resztkami jak gdyby oryńskiackiej flory leśnej w postaci pyłku sosny (*Pinus*) oraz mchów, występujących zwykle w runie dna leśnego: *Mnium rostratum*, *Pleurozium Schreberi* oraz *Barbula fallax* i *Amblystegium varium* (Szafran 1939). Następnie, w czasie nasilenia stadiału poznańskiego, z powodu bardzo energicznego płynięcia gleby flora ta znikła ze zbocza ( $O_3$ ). W interstadiale mazurskim, gdy klimat nieco się ocieplił, zajęła ponownie zboczowa flora dryasowa ( $D_3$ ), aby w następnym stadialem pomorskim znów je opuścić ( $O_2$ ). Interstadiał Alleröd s. l., znacznie cieplejszy od mazurskiego i stosunkowo długo trwający, wprowadza na ustalające się zbocze w Krościenku gęste zarośla wierzb, przy czym *Dryas* i inne rośliny alpejskie cofnęły się znów wówczas w górę Pienin.

W stadialem końcowym, czyli młodszym dryasie (X) zbocze krościeńskie stało się jeszcze raz ruchome i straciło roślinność ( $O_1$ ), lecz po tym krótkim epizodzie zostało ono opanowane ostatecznie przez roślinność typu alpejskiego, która niebawem i ostatecznie ustąpiła tutaj miejsca zaroślom koso-drzewiny, wierzb i brzoź, rozpoczynających postglacjalny cykl rozwoju flory i klimatu w Pieninach.

Taka interpretacja profilu plejstoceńskiego w Krościenku z 1939 r. wydawała się być zgodna zarówno ze stwierdzonymi tu faktami stratygraficznymi (M. Klimaszewski), jak też z wynikami osiągniętymi przez innych autorów pracujących nad rozwiązaniem zagadnienia podziału ostatniego zlodowacenia na piętra i odpowiadające im stadiały oraz interstadiały. Jest rzeczą oczywistą, że nie można jej było wszakże uważać za absolutnie pewną i niedopuszczającą innych ujęć, choćby dlatego że nie mieliśmy koniecznych nawiązań profilu soliflukcji krościeńskiej do jakichkolwiek, równoczesnych profili niżowych. Za pewne uważać można, że soliflukcja krościeńska odpowiada w swej głównej masie okresowi starszego dryasu w najszerszym jego pojęciu (por. fig. 3). Również pewne wydaje się być powiązanie stropowych jej poziomów z poziomami późnoglacjalnymi, występującymi w profilu w Roztokach pod Jasłem, z którego wynikają zasadniczo ważne wnioski dotyczące położenia i wahnień górnej granicy lasu w Karpatach zachodnich wraz z Tatrami w czasie schyłku epoki lodowej. Do tego przedmiotu powrócimy później.

Soliflukcja krościeńska, obejmująca według interpretacji z r. 1939-go cały okres od interstadiału oryńskiackiego aż po młodszego dryasu, wykazuje co najmniej trzy oscylacje zimniejsze i cztery oscylacje cieplejsze (stadialne i interstadialne). Podobne obserwacje poczynił w r. 1948 Ludwik Sawicki na przedmieściu



Krakowa (Góra św. Bronisławy na Zwierzyńcu). Korzystając z udzielonego mi uprzejmie do wglądu jego rękopisu<sup>1</sup>, przytaczam tu bardzo interesujący fakt stwierdzony przez L. Sawickiego, iż w profilu na Górze św. Bronisławy, gdzie są dwa lessy przedzielone grubym poziomem oryniackiej gleby kopalnej, w młodszym lessie górnym występuje nie mniej aniżeli 6 poziomów soliflukcyjnych, przy czym spągowy poziom soliflukcyjny leży „bezpośrednio na warstwie gleby kopalnej z bogatą zawartością kulturową“.

Z faktu kilkakrotnego następstwa faz soliflukcyjnych i faz wegetacyjnych, występujących powyżej gleby kopalnej, słusznie wnosi autor, iż zjawisko to dowodzi, że w okresie akumulacji lessu młodszego, gdzie poziomy soliflukcyjne i wegetacyjne poprzedzielane są typowym lessem, ujawnia się „stopniowe łagodnienie reżimu klimatycznego; jego fazy najostrejszej odpowiada początek nawiewania młodszego lessu górnego“.

Bezpośrednim dowodem słuszności powyższej supozycji L. Sawickiego jest znalezienie przez niego w spągowej warstwie soliflukcyjnej lessu dwóch odłamków liści. Ponieważ jest to — o ile mi wiadomo — pierwszy przypadek znalezienia w lessie kopalnych liści, przeto zasługują one na dokładne ich opisanie. Zaznaczam, że w lessie, w którym znaleziono owe odłamki liści, nie można było stwierdzić ani śladu obecności jakichkolwiek pyłków czy też zarodników roślin.

Pierwszy z odłamków liścia (por. tabl. I) miał wyraźnie charakter liścia skórzastego, na spodniej stronie jaśniejszego, na górnej ciemniejszego i połyskującego. Leżał on w lessie w pozycji stojącej, co dowodzi, że dostał się tutaj przywiany wiatrem już w postaci okruchu większej blaszki. Zarówno skórzastość blaszki jak charakterystyczne sieciowate żyłkowanie oraz kształt i wielkość szparek na spodniej stronie nie pozostawiają co do tego wątpliwości, że mamy tu do czynienia z odłamkiem liścia wierzby żyłkowanej (*Salix reticulata*). Jest to gatunek arktyczno-alpejski, częsty dziś zarówno na tundrze arktycznej jak i w piętrze alpejskim gór Europy środkowej.

Drugi odłamek liścia, złożony w lessie w postaci zmiętej, musiał być tu również przywiany wiatrem gdzieś z niedalekiego sąsiedztwa. Nasadę ma on odłamaną tak jak i górną część blaszki, jednakże doskonale ma zachowane ząbki na brzegu i włoski na skórce. Po włożeniu go do wody stał się ten odłamek liścia na tyle wiotki, że można go było rozprostować.

Niestety oznaczenie tego ułamka liścia jest trudne. Wchodzą tu w rachubę moim zdaniem tylko dwa rodzaje, a mianowicie *Chrysanthemum* i *Artemisia*. Gdyby to drugie przypuszczenie było słuszne, byłyby to *Artemisia*

---

<sup>1</sup> L. Sawicki, Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie. (Wyniki badań z 1948 r.). *Państw. Inst. Geol., Biul.* 66, Warszawa 1952



*vulgaris*, w razie trafności pierwszego wchodziłyby w rachubę zapewne *Chrysanthemum corymbosum* L. lub *Chrysanthemum macrophyllum* Wald. et Kit. Kształt ząbków a zwłaszcza charakterystyczne żyłkowanie (nerwy boczne u nasady biegnące równolegle do nerwu głównego), nie podwijający się brzeg blaszki oraz wielkość komórek skórki zdają się potwierdzać to ostatnie przypuszczenie, to znaczy, iż mamy tutaj do czynienia prawdopodobnie z odcinkiem bocznym (2-go rzędu) pierzastego liścia *Chrysanthemum* cfr. *macrophyllum*.

*Chrysanthemum macrophyllum* Wald. et Kit. jest dziś gatunkiem rosnącym wśród subalpejskich górskich ziołorośli najczęściej w górach bałkańskich, na północny wschód sięga w Europie po Rosję południową.

Bardzo zmienna pod względem kształtu liści *Artemisia vulgaris* L., której nie można wykluczyć przy próbie zidentyfikowania naszego szczątku liścia, posiada bardzo liczne odmiany i rasy geograficzne oraz olbrzymi zasięg holarktyczny. Na północ sięga w Europie po Karelię i Laponię, w postaci *A. vulgaris* ssp. *Tilesii* na wyspy Arktyki.

Stwierdzenie makroskopowych resztek rodzaju *Artemisia* w ostatnim glacie byłyby ważne dlatego, iż potwierdzałyby ono znaczenie tego rodzaju jako istotnego składnika flory specyficznej stepo-tundry, która w czasie trwania całego okresu starszego dryasu, a nawet jeszcze w późnym glacie zlodowacenia bałtyckiego tworzyła charakterystyczne zbiorowiska roślinne na dużych obszarach ówczesnej Europy środkowej i północno-zachodniej. Wynika to z nowszych badań pyłkowych, które kładąc coraz większy nacisk na odróżnianie rodzajowe i gatunkowe pyłków roślin zielnych (nie drzew, P.N.D.) dowiodły, że wśród nich właśnie pyłek rodzaju *Artemisia* (w Rosji również rodzaju *Statice*) odgrywał szczególnie ważną rolę (Erdtman 1938, Losert 1940, Iversen 1942, Firbas 1949 i inne). Wydaje się, że wśród późnoglacialnej bezleśnej stepo-tundry występowały w wielu miejscach w Europie skupienia bylic, podobne do tych, jakie znajdujemy dziś niekiedy na Arktydzie, np. na Nowej Ziemi (*Artemisia campestris* ssp. *borealis* i *A. vulgaris* ssp. *Tilesii* — cyt. według Firbasa 1949). Płaty suchoroślowych piołunów lepiej aniżeli jakiegokolwiek inne skupienia roślin stepo-tundry dowodzą, iż roślinność głównego i późnego glacia miała klimat suchy, arktyczno-stepowy. Ten szczególny charakter roślinności późnego glacia potwierdzają coraz to liczniejsze określenia gatunkowe pyłków roślin zielnych z tego czasu, osiągnięte szczególnie przez badaczy ZSRR (Griczuk 1946) oraz duńskich i szwedzkich (Iversen, Dagerbl, Welten, Erdtman), którym m. in. udało się zidentyfikować pyłki *Oxytropis campestris*, *Saussurea alpina*, *Centaurea cyanus* i in.

Jedyne w swoim rodzaju występowanie w lessie w Zwierzyńcu pod Krakowem dobrze zachowanych blaszek liściowych domaga się wyjaśnienia, gdyż



jest ono sprzeczne z dotychczasowymi obserwacjami, z których wynika, że w lessie jako osadzie eolicznym szczątki roślinne nie miały żadnych szans przechowania się. Sądzę, że w naszym przypadku *Salix* i *Chrysanthemum* (*Artemisia*?) rosły zapewne na wysokiej skałce jurajskiego wapienia, znajdującej się tuż obok zbocza, gdzie osadzał się less i że liście ich porwane wiatrem znalazły się w lessie akurat wtedy, gdy na zboczu tym odbywało się spływanie lessu. Spływający mokry less otoczywszy warstewką gliniastą owe liście, odciął je od dostępu powietrza i tylko dzięki temu ocalały one przed procesem zupełnego rozkładu, jakiemu uległy inne szczątki roślin w lessie.

Firbas (1949) streszczając obecne poglądy na charakter bezleśnej roślinności późnego glacjału w Europie środkowej przyjął, że na roślinność tę składały się następujące skupienia roślin (poza roślinnością wód i bagien): 1. skupienia bylin z dużym udziałem traw (*Gramineae*) i turzycowatych (*Cyperaceae*), ale również złożonych (*Compositae*), baldaszkowatych (*Umbelliferae*), śródłożnych (*Centrospermae*), posłonkowatych (*Cistaceae*), jaskrowatych (*Ranunculaceae*) i in.; 2. skupienia wierzb karłowatych i krzaczastych (*Salix herbacea*, *S. reticulata*, *S. retusa*, *S. myrtilloides*, również *S. lapponum* i in.); 3. skupienia brzozy karłowatej (*Betula nana*), które jeszcze u schyłku glacjału sięgały daleko na południe do środkowo-czeskiej niziny nad Łabą (Lossert 1940), do kotliny jasielskiej w Karpatach Zachodnich i — być może — tworzyły mniej więcej zwarty pas tundry brzozowej, który graniczył z polarną granicą lasu; 4. skupienia piołunów (*Artemisia*) na miejscach szczególnie suchych; 5. w małym stopniu również skupienia krzewinek borówkowatych (*Vacciniaceae*) i wrzosowatych (*Ericaceae*). U schyłku glacjału, w okresie inwazji leśnej w zachodniej Europie odgrywały ważną rolę również zarośla rokitnika (*Hippophae rhamnoides*), które wszakże — jak się zdaje — w Polsce nie występowały zupełnie lub tylko z rzadka na Pomorzu.

W Karpatach i na ich przedpolach charakterystyczne były zwłaszcza: ziołorośla wysokogórskie typu tatrzańskiego, zarośla wierzb alpejskich, trawiaste hale, skupienia krzewinek (*Dryas* i in.) oraz płaty kosodrzewiny (*Pinus mughus*), które — być może — podobną rolę odgrywały w stosunku do górnej granicy lasu, jaką zarośla brzozy karłowatej (*Betula nana*) miały w stosunku do jego granicy polarnej.

Starszy dryas w ścisłym znaczeniu tego pojęcia odpowiada poziomowi pyłkowemu XII. Z tego okresu mamy w Polsce dane z następujących miejscowości:

1. Roztoki pod Jasłem, gdzie ze szczątków makroskopowych stwierdzono a) spośród roślin drzewnych — *Betula nana*, *Pinus mughus*, *Prunus* cfr. *petraea*, *Salix* sp.; b) spośród roślin zielnych: *Carex acutiformis*, *Carex* sp. *div. indetermin.*, *Potamogeton* sp., *Glyceria aquatica*, *Scirpus tabernaemontani*, *Rumex alpinus*; c) z mchów: *Calliergon giganteum* i *Mnium cuspidatum*. Z mięczaków



występuje tu plejstocieńska *Vallonia tenuilabris* oraz subarktyczno-alpejskie: *Columella edentula* i *Vertigo genesii*.

Analiza pyłkowa spagowego łu piaszczystego (3,15—5,00 m = A<sub>1</sub>) reprezentującego tu poziom XII (starszego dryasu) wykazała tylko sporadyczną obecność pyłków drzew. Oddzielenie poziomu XII od nadległego XI jest tu trudne. Sądzę, że leżący w stropie (3,15—3,00 m) poziom piaszczystej gytii detrytusowej (A<sub>2</sub>), zaliczony przeze mnie do XII (por. Wł. Szafer 1948, str. 14) należy już do poziomu XI (początek Alleröd s. l.). Obecność w poziomie tym wielkiej ilości pyłków nie drzew (zwłaszcza traw, około 150% w stosunku do pyłków drzew) dowodzi, iż również okres XII w Rostokach zbliżał się klimatycznie do warunków panujących na polarnej granicy lasu. Na 12 makroskopowych resztek roślin drzewnych było tutaj: 5 resztek kosodrzewiny (*Pinus montana*), 3 brzozy (*Betula* sp.), 1 *Betula nana*, 1 *Pinus silvestris* i 2 *Larix polonica*.

2. Krościenko nad Dunajcem w poziomach soliflukcyjnych, odpowiadających poziomowi XII, posiada bezleśną florę typu piętra alpejskiego.

3. Materiały zdobyte metodą analizy pyłkowej mineralnych osadów spagowych jezior i torfowisk poziomu XII w naszym ujęciu (por. tabela 2) są szczupłe i częściowo niepewne z powodów wyżej omówionych. Tam, gdzie mamy do czynienia z łąkami lub mułami piaszczystymi (np. w Porzeczcu, Nr 78 na fig. 3), w ogóle nie występują żadne pyłki lub spotyka się je tylko sporadycznie (w Porzeczcu 1 pyłek *Pinus* w 1 preparacie).

Na Pomorzu Wschodnim, gdzie pojęcia Alleröd używa się w sensie ściślejszym (= II Grossa), tam do starszego dryasu zaliczane są także poziomy gotiglacialne (= Ic-a Grossa), równające się poziomowi XI b i XI c w naszym ujęciu (por. fig. 4).

W ostatnim odcinku trwania starszego dryasu (tj. około 16 000 lat wstecz) klimat w całej Polsce niżowej był bezdrzewny i typowo arktyczny a raczej „glacialny“, to znaczy różniący się od arktycznego dłuższym rocznym okresem wegetacyjnym. Roślinność miała tu charakter specyficznej „tundry“, w skład której wchodziły również rośliny stepowe (stepo-tundra), a dalej ku wschodowi nawet półpustynne (*Artemisia*, *Statice*). Tylko w Polsce południowej, zwłaszcza w śródgórskich kotlinach Karpat zachodnich (m. in. w kotlinie jasielskiej) występowały mniej lub więcej zwarte zarośla wierzb, brzozy karłowatej (*Betula nana*) i kosodrzewiny, z kępami drzew złożonych z sosen (*Pinus silvestris*) a zapewne również limby (*Pinus cembra*) i modrzewia (*Larix polonica*) z nieznaczną domieszką brzoź (zapewne *Betula tortuosa*). W Karpatach wschodnich i południowo-wschodnich, w okolicach osłoniętych przed działaniem zimnych wiatrów rosły równocześnie zwarte bory szpilkowe, złożone z sosny (*Pinus*), świerka (*Picea*) i modrzewia (*Larix*). Te ostojowe („gla-



cialne“) lasy wschodnio-karpackie z okresu starszego dryasu opisywane były na podstawie analiz pyłkowych i makroskopowych szczątków drewn z obszaru Rumunii (zwłaszcza w Șipotel pod Raul Mare) przez E. Popa (1936), zaś z bliższych nam Karpat wschodnich znad źródeł Prutu przez G. Kozija (1932). Ostatnio historią późno-glacialnych lasów w tej części Karpat zajął się A. Środoń (1948).

Przypuszczalne warunki termiczne, opady i wiatry dla okresu starszego dryasu w południowej Polsce omówione były niedawno w naszej literaturze (Wł. Szafer 1939, M. Klimaszewski 1948) i dlatego w tym miejscu możemy się nimi nie zajmować. W sąsiednim ZSRR temat ten był omawiany na szerokim tle zmian klimatu w całym plejstocenie w czasie obrad specjalnego zjazdu dla rozpatrzenia problemów paleogeograficznych czwartorzędu, który zwołała do Moskwy Akademia Nauk w 1941 r. Szczególnie interesująco na omawiany temat wypowiedzieli się tam: E. M. Ławrenko, G. F. Mirczink i K. J. Sołoniewicz. Ze spostrzeżeń Sołoniewicza w stosunku do okresu XII wynika, że okres ten w okolicy Leningradu charakteryzowała bezleśna flora dryasowa.

#### IV. FLORA I KLIMAT OKRESU XI CZYLI ALLERÖDU S. L.

Dla uniknięcia nieporozumienia raz jeszcze wskazuję na szerokie pojęcie tzw. Allerödu (por. fig. 2). Identyfikujemy go tutaj z całym okresem interstadialnego cofania się lądolodu z moren stadialnych południowo-szwedzkosambijskich przez zagłębienie Bałtyku aż po linie ich zatrzymania się na morenach środkowo-szwedzko-fińskich. Czasowo chodzi tutaj o okres trwający od około 14 500 do około 8 000 lat przed n. erą, Alleröd s. str. wchodzi zatem w skład naszego szerszego pojęcia Allerödu, czyli ostatniego (szwedzkiego) interstadialu, jako jego klimatycznie optymalny, krótki odcinek czasu.

Nie będziemy się tutaj wdawali w opisy flory i klimatu ostatniego interstadialu w innych krajach, lecz ograniczymy się wyłącznie do naszego obszaru. Na takie uproszczenie zadania pozwala nam łatwo dostępna ogólna charakterystyka Allerödu w Europie środkowej świeżo opublikowana przez Firsbasę (1949).

Materiały pyłkowe, jakie mamy do dyspozycji z okresu XI dla naszego obszaru, są dość obfite (por. tabela 3), niestety przy ich opracowaniu nie zawsze uwzględniono pyłki nie drzew (P.N.D.), co w znacznym stopniu pomniejsza ich wartość. Na ogół słaba frekwencja pyłków drzew przy trudnościach ich odróżniania gatunkowego w najważniejszych rodzajach, a to: *Pinus*, *Betula*, *Salix* i *Picea*, oraz wyjątkowo tylko zachowującym się w stanie kopalnym pyłku modrzewia (*Larix*), stwarzają szereg bardzo poważnych trudności wtedy, gdy chcemy oprzeć się na sieci miejscowości, z których posiadamy wyłącznie tylko analizy pyłkowe osadów z okresu XI. Okoliczność ta sprawia,



że dla charakterystyki flory i klimatu omawianego odcinka schyłku plejstocenu bardzo doniosłe znaczenie mają szczątki makroskopowe drzew. Niestety, są one skąpe, niemniej tam, gdzie występują, mają znaczenie pierwszorzędnych dokumentów.

Dotychczas w jednym tylko profilu XI-ki przeprowadzono u nas dokładną analizę jakościową i ilościową szczątków roślin zarówno mikroskopowych jak i makroskopowych, tzn. w Roztokach pod Jasłem (Wi.Szafer 1948).

Spomiędzy 28 miejscowości, w których występuje poziom XI (por. fig. 3 i tabela 2) tylko nieliczne dają podstawę do wysnucia na ich podstawie wniosków co do charakteru roślinności i klimatu ostatniego interstadiału. Najważniejsze problemy, jakie wynikają z krytycznej oceny profili pyłkowych okresu XI, są następujące:

1. Istnieje wyraźna różnica w czasie trwania lasów na północy i na południu Polski. Podczas gdy na Pomorzu wschodnim, najlepiej poznanym — dzięki długoletnim badaniom H. Grossa — okres zalesienia terenu względnie obecności w nim drzew ograniczał się tylko do właściwego Allerödu s. str. (poziom II Grossa), to znaczy nie trwał dłużej aniżeli około 1000 lat (por. str. 29), to w Polsce południowej (Roztoki pod Jasłem) zwarty las zajął niższe położenie górskie już na początku interstadiału Alleröd s. l. czyli w przybliżeniu około 14 500 lat przed n. erą i trwał tam nieprzerwanie przez cały ten interstadiał, tzn. przez okres czasu około pięciokrotnie dłuższy.

2. Bezleśność Polski północnej w przeważnej części okresu XI uwarunkowana była nie tylko wysunięciem na północ Pomorza w stosunku do Karpat zachodnich, ale również tą okolicznością, że cały pas pojezierzy przybałtyckich pozostawał w tym czasie pod wpływem niedalekiego lądolodu, który wyciskał na Pomorzu piętno surowego klimatu peryglacialnego. Nadto działały tutaj na klimat wielkie masy martwego lodu, które na pojezierzu były potężnym czynnikiem modyfikującym klimat lokalny nie tylko w okresach XI i X, ale nawet jeszcze w zaraniu holocenu (okres IX a może nawet jeszcze VIII T. Nilssona). Resztki pól martwego lodu były obecne na Pomorzu co najmniej jeszcze w czasie około 7 000 lat przed n. erą, a zatem w okresie jeziora Ancylus.

Pola i bloki martwego lodu na całym Pomorzu gęsto rozsiane, były w okresie XI niewątpliwie ważnym czynnikiem modyfikującym lokalny klimat i sprawiającym, że mimo stwierdzenia tu w tym czasie nie tylko pyłków drzew jak również mimo sporadycznie trafiających się ich szczątków makroskopowych (szczątki szpilek ze szparkami *Pinus silvestris*), nie można przyjąć, iż rósł na Pomorzu nawet w Alleröd s. str. las, lecz przypuścić można, że były to raczej tylko rozproszone kępy sosny (*Pinus silvestris*) i brzozy (*Betula „alba“*).



Wszyscy badacze, którzy w ostatnich latach zajmowali się sprawą przypuszczalnego przebiegu w Europie północno-zachodniej polarnej granicy drzew w Allerödzie *s. str.*, zgodnie przyjmują, że w tym czasie sięgnęła ona daleko na północ. Pod Hamburgiem znaleziono w tym poziomie szyszkę sosny zwyczajnej (Schütrumpf 1943). Iversen (1942) wypowiedział zapatrywanie, że grupy drzew wkraczające w tundrę dotarły wówczas w Danii do północnej Jutlandii. Czy stąd (po łądzie, który łączył wówczas Danię ze Szwecją) weszła brzoza typu *B. „alba“* już wtedy do północnego Smalandu, nie jest pewne. Według badań Faegri'ego w południowo-zachodniej Norwegii w tym czasie występowanie drzewiastych brzoź jest niepewne. Polarna granica brzoź drzewiastych (*B. pubescens* i *B. tortuosa*) w maksymalnym swym zasięgu nie przekraczała w żadnym razie w optimum okresu XI linii: Jaeren w południowo-zachodniej Norwegii, Halland w południowo-zachodniej Szwecji i wyspa Bornholm. Na naszym Pomorzu żyły wówczas zapewne nieco większe płyty drzew (brzozy i sosny), lecz obok nich panującą tam roślinnością była ciągle jeszcze tzw. tundra lub stepo-tundra. Krajobraz miał typowy pokrój tundry parkowej.

Właściwa polarna granica lasu leżała w okresie XI w środkowej Polsce na południe od pasa Wielkich Dolin. Miała ona charakter inny aniżeli na Pomorzu, głównie z powodu obecności w składzie lasu modrzewia polskiego (*Larix polonica*), odgrywającego tu obok sosny (*Pinus silvestris*) najważniejszą rolę.

3. Według Firbasa główna granica lasu w górach Europy środkowej w optimum okresu XI, czyli w Alleröd *s. str.* położona była w przybliżeniu około 500 *m* niżej w stosunku do dzisiejszej takiejże granicy. Według tego przypuszczenia zjawisko to w górach Europy środkowej przedstawiałoby się w następujący sposób:

Jednostka geograficzna	Górna granica lasu współczesna	Górna granica lasu w Alleröd <i>s. str.</i>
1. Północny brzeg Alp	ok. 1 600 <i>m</i>	ok. 1 100—1 200 <i>m</i>
2. Wogezy, Czarny Las	ok. 1 500 <i>m</i>	ok. 1 000 <i>m</i>
3. Harz	ok. 1 200 <i>m</i>	ok. 700 <i>m</i>
4. Góry Kruszcowe, Sudety	ok. 1 400—1 300 <i>m</i>	ok. 800—900 <i>m</i>
5. Tatry	ok. 1 550 <i>m</i>	ok. 1 050 <i>m</i>

Jeżeli powyższe przypuszczenie jest słuszne, należy przyjąć, iż na końcu okresu XII, gdy pierwsze drzewa wkroczyły od południowego wschodu w doliny i kotliny górskie Karpat zachodnich, wówczas górna granica lasu zaczęła



się tu wykształcać w wysokości około 250 *m*. Następnie w ciągu trwania interstadialnego ocieplania się, granica ta stopniowo podnosiła się coraz to wyżej, osiągając w optimum Allerödu wysokość około 1050 *m*. Przyjawszy początek okresu XI na 15 000 lat przed n. erą (por. tabela 2), zaś jego optimum (Alleröd s. str.) na około 9500 lat przed n. erą, otrzymujemy jako okres czasu, w którym nastąpiło piętrowe podniesienie górnej granicy lasu w Karpatach od 250 do 1050 *m* (czyli o 800 *m*) lat około 5500.

W publikacji z 1939 r. twierdziłem, iż w Krościenku n/D. na wysokości 430 *m* n. p. m. żyła przez cały czas głównego i późnego glacjału (od interstadialu oryniackiego w górę) bezdrzewna roślinność piętra alpejskiego. Obecnie wypada twierdzenie to o tyle zmodyfikować, iż należy przyjąć, że górna granica lasu posuwając się stale w górę od końca okresu XII, osiągnęła wzniesienie Krościenka (430 *m*) na długo przed Allerödem s. str. Mogło to stać się pomiędzy 11 000 a 12 000 lat przed n. erą W razie trafności tego przypuszczenia reliktowa sosna (*Pinus silvestris*) oraz również reliktowy modrzew polski (*Larix polonica*) w Pieninach pochodziłyby z tego mniej więcej czasu.

W konsekwencji powyższych wywodów należy w pracy o Krościenku z 1939 r. w zestawieniu na str. 45 i na tabl. VI (str. 47) odpowiednio zmienić podaną tam interpretację wieku poszczególnych faz akumulacji soliflukcji krościeńskiej, umieszczając poziomy z florą dryasową D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> i D<sub>4</sub> w czasie, jaki upłynął od początku stadiału poznańskiego po koniec stadiału pomorskiego, D<sub>1</sub> należy odnieść do początku okresu XI, który w swym optimum (czyli w Allerödzie s. str.) posiadał nie tylko w całych Pieninach, ale również w Tatrach aż po około 1050 *m* n. p. m. las sosnowo-modrzewiowy z brzozą i limbą.

Przybliżony obraz przesuwania się górnej granicy lasu na północnych stokach Karpat zachodnich u schyłku plejstocenu odpowiadałby zatem mniej więcej następującemu schematowi:

Okresy	Przybliżone położenie górnej granicy lasu	Wzniesienie górnej granicy lasu nad poziom morza	Przybliżony czas w latach przed n. erą
starszy dryas XII b	okres bezdrzewny	0	ok. 16 000
koniec XII a	pierwsze drzewa (sosna, limba, modrzew) w dolinach i kotlinach	ok. 250 <i>m</i>	ok. 15 000
początek XI c	pierwszy zwarty las sosnowo-modrzewiowo-brzozowy	ok. 400 <i>m</i>	ok. 12 000
optimum XI a	las sosnowo-modrzewiowy w pełni rozwoju	ok. 1 050 <i>m</i>	ok. 9 500



4. Klimat okresu XI miał charakter swoistego i zamkniętego cyklu. Pisałem o tym na str. 25 rozprawy o Roztokach (1948) i dlatego do tego interesującego faktu nawiązuję tylko ogólnie. Czynię to głównie dlatego, aby podkreślić znamienne zjawisko, iż okres XI rozpoczyna się (podobnie jak postglacjalny okres IX) nagłym rozprzestrzenieniem się brzozy (*Betula* „*alba*“), nad którą dopiero stopniowo zyskują przewagę modrzew i sosna. Następnie pragnę raz jeszcze zwrócić uwagę na to, że modrzew — jak to wynika z jego obfitych szczątków makroskopowych — był w Karpatach zachodnich i na ich północnym przedpolu bardzo ważnym składnikiem lasu w Allerödie s. l. Wbrew temu w profilu pyłkowym zaznacza on swą obecność bardzo niskimi choć ciągłymi procentami swego źle zachowującego się pyłku (od 1—3%). Przy ogólnie słabej frekwencji pyłków drzew uzyskują w Roztokach duże znaczenie pyłki nie drzew (por. rozprawę z r. 1948, str. 14). Kto by wszakże z tego faktu wysnuł wniosek o słabym zalesieniu kotliny jasielskiej w okresie XI, byłby w błędzie.

Poziom XIa, obejmujący warstwę gytii wapiennej leżącą w głębokości 2,65 m, różniący się od innych nieco większą frekwencją pyłków drzew oraz uderzająco zmniejszoną ilością pyłków nie drzew (gwałtowny spadek pyłków traw!) można by uważać za równoznaczny z Allerödem s. str. (= II Grossa). Dopóki jednakże nie rozporządzamy profilami pyłkowymi, które by łączyły geograficznie od siebie odległe Roztoki z Pomorzem Wschodnim, nie mamy dostatecznej podstawy do takiego twierdzenia.

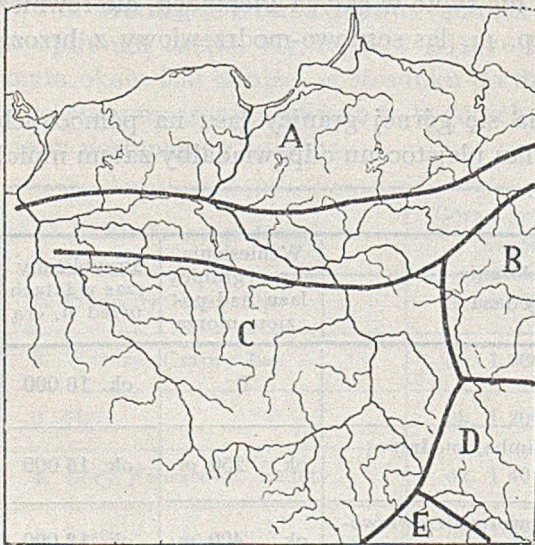


Fig. 4

Schemat podziału na prowincje klimatyczno-florystyczne w okresie XI

5. Porównyując diagramy pyłkowe z okresu XI na obszarze objętym mapą (fig. 3) zauważyc możemy regionalne ich zróżnicowanie na następujące prowincje (por. fig. 4):

A. Prowincja pomorska, odznaczająca się z reguły znacznymi procentami pyłku rodzaju *Betula* obok pyłku rodzaju *Pinus*, zupełnym brakiem pyłków oraz szczątków makroskopowych rodzaju *Larix* i tylko sporadyczną obecnością pyłków rodzajów: *Picea*, *Alnus* oraz niektórych ciepłolubnych drzew liściastych, które to pył-



ki pochodzą niewątpliwie z dalekiego transportu. Do tej prowincji należą m. in. na tabeli 3 umieszczone pozycje: 3, 4, 5, 6 i 9.

- B. Prowincja północno-wschodnia, położona tylko częściowo w granicach Polski (obszar nad Bugiem), ciągnąca się wyraźnie przez Białoruś na terenie ZSRR ku północnej i centralnej Rosji. W diagramach pyłkowych poziomu XI tej prowincji szczególnie uderzającą cechą jest rosnąca ku północnemu wschodowi ilość pyłku *Picea* w (tabeli 3 poz.: 20, 21, 30 i 42). W północnej Rosji obecność pyłku świerka dochodzi, a nawet przewyższa w tym czasie 20%, olchy 10—15% (Markow 1935). Jest to tak znamienne, że rosyjscy uczeni charakteryzując poziom XI, nazywają go wprost poziomem „dolnego świerka“, pragnąc przez to zaznaczyć, że chodzi tu o pojaw świerka plejstoceni, związany z rozprzestrzenieniem się tego drzewa w okresie Allerödu s. l. (Markow 1935), oraz że nie ma on nic wspólnego z ponownym rozprzestrzenieniem się tego gatunku drzewa w okresie postglacjalnym, poyoldiowym. U nas tematem tym zajmował się zwłaszcza Kulczyński (1939 i 1940) i Dąbkowska (4).

Jeżeli do powyższej charakterystyki prowincji B dodamy jeszcze fakt, że również i inne drzewa o stosunkowo dużych wymaganiach termicznych a wraz z nimi leszczyna występują w spektrach pyłkowych Allerödu (por. w tabeli 3 poz.: 20, 21, 22, 24, 26, 28, 29, 30, 39, 40 i 42), — to jesteśmy zmuszeni przyjąć, iż ta prowincja odznaczała się szczególnie korzystnymi warunkami klimatycznymi. One to sprawiły, że szereg gatunków drzew rozprzestrzenił się wówczas z ostoi (refugium) wyżyny środkowo-rosyjskiej, gdzie przetrwał zapewne cały ostatni glacjał. Podobnie zapatrują się na to zagadnienie uczeni rosyjscy, jak to wynika zwłaszcza z referatu Błagowieszczewskiego (1946).

- C. Prowincja centralna zajmuje północne zbocza Karpat zachodnich oraz przylegające do nich od północy części wyżyn środkowej Polski mniej więcej po okolice Łodzi i Brześć nad Bugiem ku północy, a Poznań ku północnemu zachodowi. Sudety wypadnie zapewne zaliczyć do tejże prowincji albo też potraktować je łącznie z kotliną czeską jako osobną prowincję.

Dla prowincji centralnej szczególnie charakterystyczne jest panowanie w lesie modrzewia polskiego (*Larix polonica*), który dotychczas na całym tym obszarze dochował się w stanie żywym jako relikty i występuje tutaj w licznych stanowiskach (por. Wł. Szafer 1939 i mapę 1939). Można uważać za prawdopodobne, że w obrębie prowincji centralnej były dwa ośrodki szczególnie korzystne dla rozwoju



zwartych borów modrzewiowych, a mianowicie ośrodek Gór Świętokrzyskich oraz wyższe piętro leśne w łuku karpackim. W tym drugim ośrodku do modrzewia przyłączały się oprócz sosny zwyczajnej (*Pinus silvestris*) również limba (*Pinus cembra*) i brzoza karpacka (*Betula carpatica*). Na niżu, zwłaszcza na piaskach, tworzyła zapewne mniej lub więcej czyste drzewostany sosna zwyczajna (*Pinus silvestris*) i ona to prawdopodobnie na wschodzie (w kotlinie nadbużańskiej, na Wołyniu i Podolu) tworzyła szeroką strefę lasostepu przechodzącą ku południowi w czysty step prowincji następnej.

- D. Prowincja stepowa od strony północno-zachodniej sąsiadująca z prowincją poprzednią, nie była od niej ściśle oddzielona, lecz przeciwnie przenikała swymi zagonami daleko na zachód i północ, trzymając się przede wszystkim lessu oraz naskalnych gleb pływających. Natomiast odgraniczenie jej od następnej prowincji było zapewne wyraźne.
- E. Prowincja wschodnio-karpacka, ciągnąca do ostoi rumuńsko-siedmiogrodzkiej, posiadała oprócz borów sosnowo-modrzewiowych z limbą również świerki (*Picea excelsa*). Tym przede wszystkim różniła się ona od Karpat zachodnich.

W wyraźnych różnicach florystycznych powyższych pięciu prowincji wyrażały się oczywiście ich specyficzne warunki klimatyczne. Próby ściślejszego określenia tych warunków leżą w zakresie paleoklimatologii, dla której charakter roślinności jest wprawdzie ważną, lecz wcale nie jedyną podstawą do wnioskowania. Dlatego zagadnieniem tym tu zajmować się nie będziemy, wskażemy jedynie źródła, w których próbowano oświetlić ten problem ze strony botanicznej. Najważniejszym z nich jest niewątpliwie dzieło zbiorowe „Problemy paleogeograficzne okresu czwartorzędowego“ (po rosyjsku, Moskwa—Leningrad 1946). Przypuszczenia wypowiedziane na ten temat przez badaczy zachodnio-europejskich zebrane są krótko w ostatniej książce Firbasa (1949).

## V. MŁODSZY DRYAS (X)

Postój lądolodu fenoskandyjskiego na potrójnym wieńcu moren w Szwecji środkowej i Finlandii (fig. 2) był ostatnim zimnym stadiem plejstoceniowym. Pomimo krótkiego czasu trwania, wywarł młodszy dryas widoczny wpływ na roślinność nie tylko w zasięgu wpływu peryglacjalnego klimatu, lecz także w daleko od lądolodu położonych obszarach. Fakt ten popiera tezę, że zimne wahnięcie klimatyczne okresu X miało przyczyny kosmiczne, tak jak wszystkie inne zasadnicze zmiany klimatu w epoce lodowej.

Firbas (1949, str. 304) przyjmuje, iż w okresie młodszego dryasu kępy subarktycznych drzew złożone z brzozy i sosny z czasu Allerödu zostały w zu-



pełności wyparte przez bezleśną tundrę nie tylko z Pomorza! ale również ze znacznych obszarów niżu niemieckiego i środkowej Polski. Nawet w odległych Wogezach południowych las obniżyć się miał w tym czasie do izohipsy 500 *m*, podobnie jak w Alpach (nad Jeziorem Bodeńskim), gdzie górna granica lasu opaść miała wówczas do 400—500 *m* n. p. m. Znaczyłoby to, że obniżenie górnej granicy lasu wyniosło w Wogezach ok. 500 *m*, a w zachodnim obszarze Alp nad Jeziorem Bodeńskim ok. 600 *m* w stosunku do górnej granicy lasu w okresie XI.

Nie ma wszakże dotychczas w tym względzie zupełnej zgodności faktów. I tak w południowej części Schwarzwaldy (Schluchsee, wys. 900 *m* n. p. m.) makroskopowe resztki kosodrzewiny (*Pinus mughus*) znalezione tutaj w osadach okresu X, świadczą, że punkt ten leżał nieco powyżej górnej granicy lasu. W północnych wapiennych Alpach Tyrolskich leżała wówczas górna granica lasu nieco poniżej izohipsy 1000 *m*. Pomimo tych i innych trudności Firbas uznał za możliwe przyjęcie hipotezy, że górna granica zwartych lasów w okresie X w obszarze środkowej Europy odpowiadała w przybliżeniu przebiegowi dzisiejszej izotermy lipca 18° C. W konsekwencji przyjmuje on dalej, iż górna granica zwartego lasu na Morawach znajdowała się w okresie X na wysokości 200—300 *m* n. p. m. Zwarte lasy występowały zatem w młodszym dryasie: na niżu, nad górnym Renem, w środkowej części Czech, na Morawach, w Austrii Dolnej, skąd przechodziły na południowe zbocza łuku Karpat brzegiem kotliny węgierskiej, skąd znów — jak to wynika z badań Popa (1942, 1943, 1945) — przechodziły one w Karpaty wschodnie i południowe.

W Czechach środkowych były to lasy brzozowe z sosną (Lossert 1940), dalej ku wschodowi przeważała w nich sosna i zjawiały się jako bardziej kontynentalne składniki: modrzew polski (*Larix polonica*) i świerk (*Picea excelsa*).

W Karpatach zachodnich (Roztoki pod Jasłem) młodsi dryas odbił się w spektrum pyłkowym stosunkowo słabo: przy prawie takim samym jak w Allerödzie stosunku pyłków sosny i brzozy (83 i 14%) i niezmienionej frekwencji pyłków drzew, oziębienie X-ki wyraziło się tu jedynie w wyraźnym zwiększeniu się ilości pyłków nie drzew (pyłków traw jest w tym poziomie 2,5 razy więcej aniżeli w bezpośrednio niższym poziomie Allerödu!) oraz w ogólnie zmniejszonej ilości szczątków makroskopowych drzew. Ten ostatni fakt świadczy o przerzedzeniu lasu modrzewiowo-sosnowo-brzozowego, lecz nie o jego zaniku. Gdybyśmy i tu przyjęli opadnięcie w okresie X-tym górnej granicy lasu o około 500 *m* w stosunku do optymalnego jej wzniesienia w Allerödzie, uzyskalibyśmy jej położenie w Karpatach zachodnich w przybliżeniu na izohipsie 550 *m* n. p. m.



W konsekwencji dalszej przyjąć należy równoczesne cofnięcie się w Polsce na południowy wschód polarnej granicy lasu z linii allerödskiej, to znaczy w przybliżeniu z linii: Poznań—Łódź—Brześć nad Bugiem, na inną bardziej południową linię (może Górny Śląsk—Kielce<sup>1</sup>). Takie przyjęcie pozostawia w X-ce klin lasu na przedpolu Karpat zachodnich, lecz usuwa go z przedpola Sudetów, czyniąc zrozumiałą obecność wyłącznie tylko w Sudetach niektórych takich elementów flory arktycznej, których nie ma w Karpatach (względnie w Tatrach). Ten temat rozwinąłem szerzej w rozprawie o florze dryasowej w Krościenku n/D. (1939, str. 44 i 45) i nie powracałbym tutaj do niego, gdyby nie to, że wtargnięcie ostatniej fali tundry arktycznej do Sudetów (*Rubus chamaemorus*, *Saxifraga nivalis*, *Betula nana* i in.) łączę obecnie nie z całym glacjałem ostatnim, lecz tylko z ostatnim jego stadiąłem czyli okresem X.

Makroskopowych szczątków roślin z okresu X mamy dotychczas w Polsce bardzo mało. Poza opisanymi już wyżej Roztokami pod Jasłem obiecujące pod tym względem torfowisko znajduje się w Konopiskach pod Częstochową, gdzie w spagu są liście *Betula nana* (Premik 1931). Dotychczas nie zostało ono należycie zbadane. To samo odnosi się i do drugiego torfowiska, pochodzącego być może z okresu X, z makroskopowymi szczątkami kosodrzewiny (*Pinus mughus*) w Grywałdzie pod Krościenkiem<sup>2</sup>.

Analizą pyłkową stwierdzono dotychczas na obszarze objętym mapą (fig. 3) okres młodszego dryasu w 96 miejscowościach (por. tabela 3 na str. 42). Rozmieszczenie geograficzne tych punktów przekonywuje, że skupiają się one na niżu głównie na obszarach moren dennych i innych utworów glacialnych albo też jezior krasowych (Podlasie), w Karpatach zaś bądź w starych kotlinach śródgórskich, bądź też w dolinach i karach pochodzenia lodowcowego. Szczególnie uderzający jest brak torfowisk względnie osadów wodnych, których wiek odnieść należy do czasu młodszego dryasu, a więc do ok. 10 000 lat wstecz, w pasie Wielkich Dolin, tzn. w pradolinie, której os tworzą: środkowy bieg Niemna — górny bieg Bugu — środkowy bieg Wisły (mniej więcej od Puław po Toruń) z Bzurą — dalej Noteci — Warty na południe od Poznania aż po ujście — Odry środkowej. Wydaje się, że w tym szerokim pasie położone torfowiska oraz osady wód stojących są wieku postglacialnego. Ponieważ leżą one na tarasach różnych wysokości i różnego wieku, uformowanych przez wspomniane wyżej rzeki i ich dopływy w okresie postglacialnym (holoceńskim), przeto istnieje prawdopodobieństwo, iż tarasy te będzie można ściśle datować po zbadaniu metodą analizy pyłkowej torfo-

<sup>1</sup> Rola, jaką odegrały Góry Świętokrzyskie w historii zmian roślinności Polski w czasie schyłku plejstocenu, nie jest dotychczas znana. Podobnie rzecz się ma z ich znaczeniem w postglacialnej historii lasów. Jest to jedna z najdotkliwszych luk, którą by należało w pracy zbiorowej geologów i botaników jak najprędzej zapłacić.

<sup>2</sup> Te obydwa ważne stanowiska znajdują się obecnie w opracowaniu.



wisk na nich leżących. Być może również, że tą drogą będzie można rzucić więcej światła na czas powstania tak ważnych form krajobrazowych, jakimi są m. in. wydmy piaszczyste na tarasach, przełomy Wisły i Odry przez pojezierza przybałtyckie, delty tych rzek i wreszcie późno-glacialne i postglacialne przesunięcia brzegów morskich. Problemu ostatniego dotyczą ogólnie zwłaszcza prace: Gams i Nordhagen (1923), Bülow (1937), Firbas (1927), Godwin (1945) i Nilsson (1948).

Brak torfowisk postglacialnych w pasie pradolin, o których wspomniano, dowodzi, iż w młodszym dryasie (tak jak i w okresie XI, por. str. 58) przestrzeń

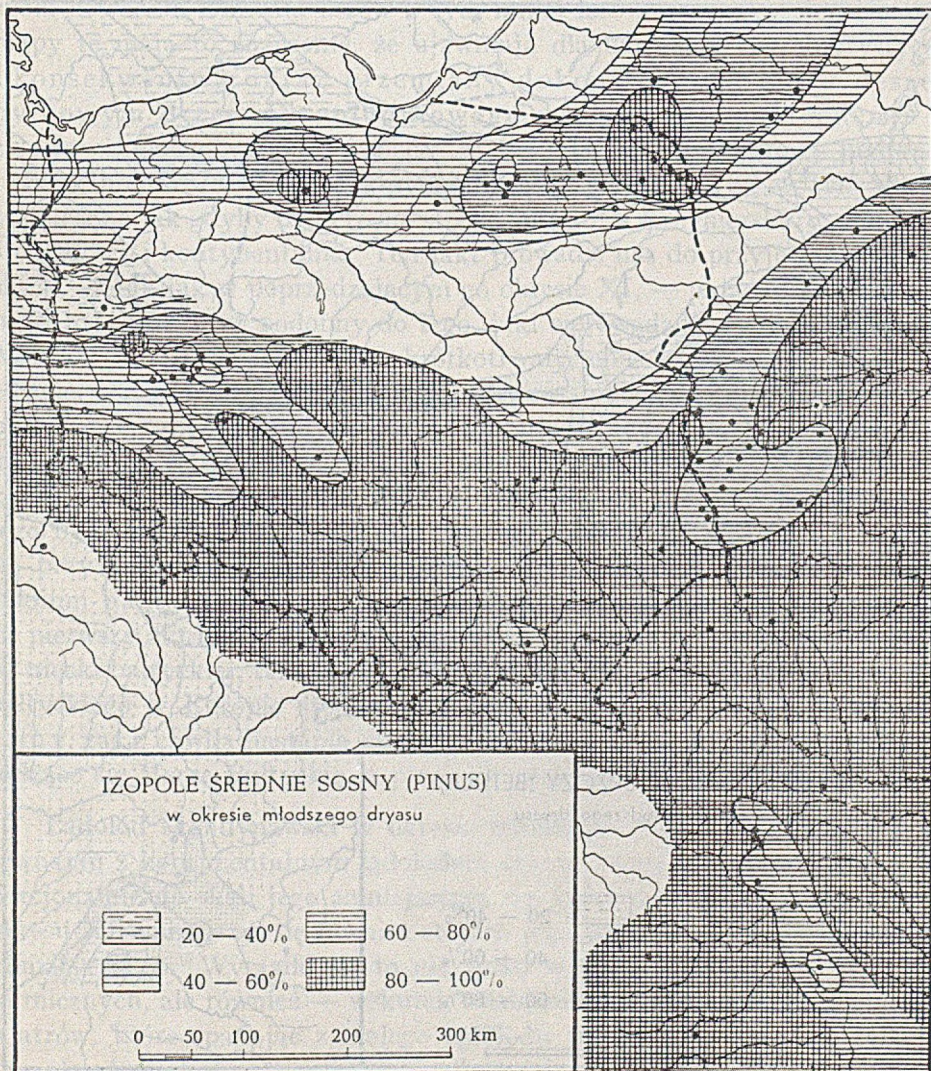


Fig. 5



ta, uwydatniająca się na mapie (fig. 4) szeroką wstęgą, była zalana wodą płynącą przynajmniej sezonowo. Tworzyła ona potężną zaporę biologiczną dla migracji drzew i innych roślin u schyłku plejstocenu.

Sieć punktów z okresu X, do których odnoszą się średnie procenty pyłków drzew, przedstawia zestawienie na tabeli 3. Pomimo iż nie jest ona gęsta i ma znaczne regionalne luki, sporządzono na jej podstawie dwie mapki (fig. 5 i 6), na których metodą izopoli (Wł. Szafer 1935) przedstawiono przybliżone obrazy średnich procentów pyłku rodzajów *Pinus* i *Betula* w okresie młodszego dryasu. Obrazy te uderzają na pierwszy rzut oka tym, że przy

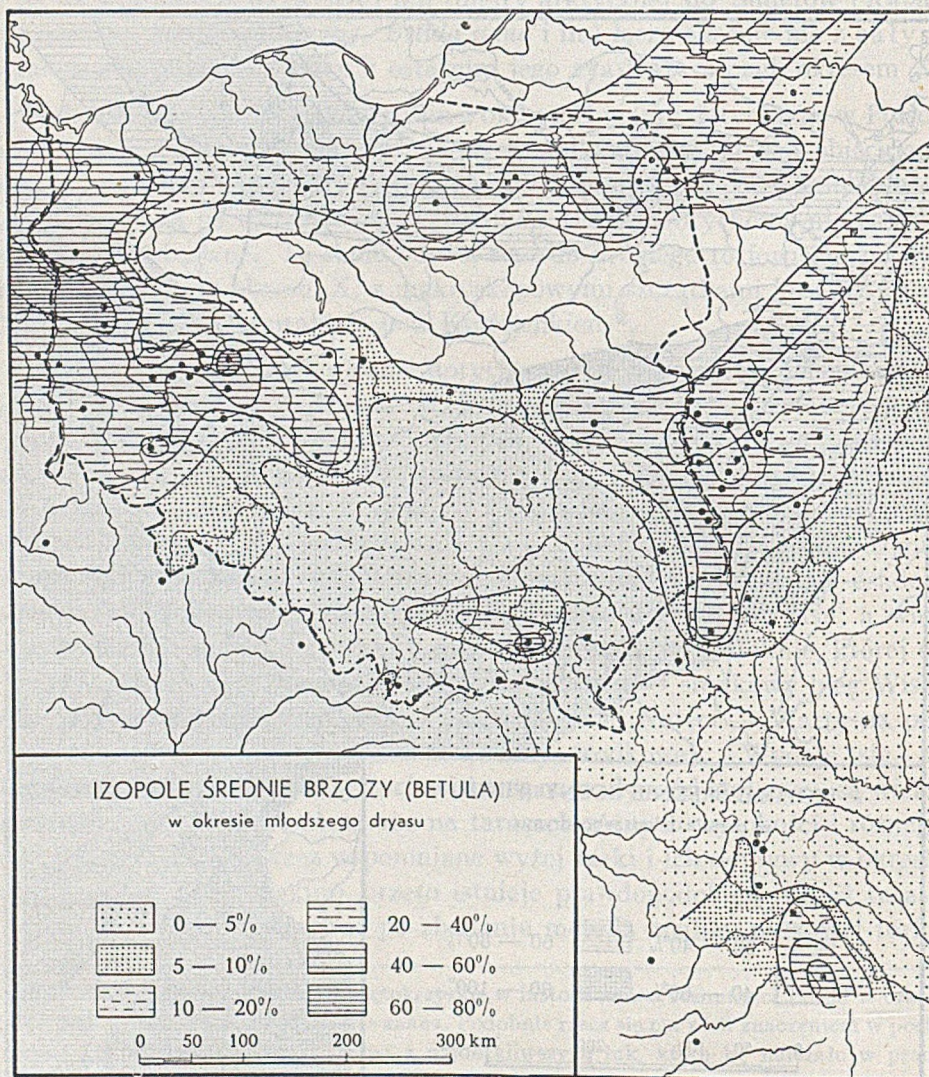


Fig. 6



ogólnej przewadze pyłków sosny na całym obszarze ujawniają wyraźnie przewagę absolutną pyłków sosny w południowo-wschodniej części, zaś względną przewagę brzozy w obszarze północno-zachodnim. Obraz izopoli sosny jest w pewnym stopniu jak gdyby odwróceniem analogicznego obrazu brzozy.

Jest rzeczą oczywistą, że przy słabej na ogół a niekiedy wprost znikomej frekwencji pyłków drzew w osadach z okresu młodszego dryasu, zarówno procentowe diagramy przedstawiające wzajemny stosunek do siebie ilości pyłków drzew, jak i na nich oparte mapy ich izopoli, nie są żadnym zgoła dowodem istnienia drzew a tym mniej lasów w tym czasie. Niemniej mapy te mają to znaczenie, że ujawniają dla okresu X charakterystyczny i konsekwentny obraz przemiany dokonywującej się w deszczu pyłkowym drzew od południowego wschodu ku północnemu zachodowi, polegający na rosnącej w tym kierunku względnej przewadze pyłków brzozy (*Betula*) nad pyłkami sosny (*Pinus*). Są w tym obrazie zaznaczone jak gdyby dwie różne strefy: brzozowa, przymorska, oraz sosnowa śródlądowa i kontynentalna. Ten fakt prowadzi nas do przyjęcia, iż w okresie X, — tak jak w poprzedzającym go okresie XI, — układ stref klimatycznych był zasadniczo podobny do tego, jaki wprowadziliśmy dla interstadiału Allerödu s. l. Inaczej mówiąc, krótkotrwały, choć w swym klimatycznym efekcie, jaki wywarł na roślinność potężny czas młodszego dryasu, był jedynie przejściowym epizodem schyłku plejstocenu, który rozpoczął się faktycznie w Europie z początkiem Allerödu s. l., czyli ok. 15 000 lat przed n. erą. Już wówczas epoka lodowa przesiliła się. Przyczyną zaś istotną tego było zniknięcie z wysoczyzn Pomorza „żywego“ lądolodu i utworzenie się przy czole ustępującego przez zapadłość bałtycką lądolodu pierwszego stadium bałtyckiego jeziora lodowego, przez który to fakt rozpoczął się pierwszy akt historii Bałtyku. Jak długo lądolód znajdował się na południe od niecki bałtyckiej, tak długo panował we wszystkich stadiałach zlodowacenia bałtyckiego w Europie środkowej klimat skrajnie arktyczno-kontynentalny, zaś z chwilą nastania okresu XI rozpoczęło swe klimatyczne działanie rodzące się Morze Bałtyckie, a przez nie pośrednio Ocean Atlantycki.

Lądolód skandynawski w okresie młodszego dryasu był karłem w porównaniu z kontynentalnym lądolodem dryasu starszego (okresu XII). Proporcjonalnie do skali jego zmniejszenia się, które nastąpiło w ciągu trwania okresu XI, zmniejszył się również stopień jego peryglacialnego oddziaływania klimatycznego. Wyraziło się to nie tylko w zmniejszonych jego wpływach termicznych, ale również — wskutek osłabienia antycyklonów — osłabieniem wiatrów, które spadając z małego lądolodu traciły stopniowo nie tylko na sile, ale również stawały się coraz wilgotniejsze. Wzmoczone opady atmosferyczne zwiększyły też wyraźnie w okresie X akumulację wodną (w osadach występują obficie piaski i ily!) i nie dopuściły do ponownego zjawienia się



w Polsce akumulacji eolicznej, tak znamiennej dla okresu starszego dryasu (młodszy less).

Oziębienie w czasie trwania młodszego dryasu nie zmieniło zatem w sposób istotny zapoczątkowanego już w okresie XI nowego reżimu klimatycznego w Europie środkowej. Toteż gdy około 8000 lat przed n. erą (por. str. 38) z przyczyn natury kosmicznej nastąpiło nowe, tym razem już ostatecznie ocieplenie klimatu oznaczające granicę pomiędzy plejstoceniem i holocenem, rozwój flory zarówno w Polsce jak na olbrzymich przestrzeniach całej środkowej i północnej Europy mógł nawiązać do tych zdobyczy, jakie osiągnęła tu roślinność już w ostatnim plejstocenijskim interstadiale.

Kraków, listopad 1949 r.

*Instytut Botaniczny  
Uniwersytetu Jagiellońskiego*

#### LITERATURA

(Z bardzo obfitej literatury odnoszącej się do tematu tej rozprawy w niniejszym wykazie uwzględniono tylko ważniejsze i nowsze prace; nie podano tutaj tytułów m. in. wszystkich prac pyłkowych odnoszących się do tabeli 3).

1. Aario Z. Über die Wald- und Klimaentwicklung an der Lappländischen Eismeerküste in Petsamo. Ann. Bot. Soc. Zool. Bot. Fenn. Vanamo, 19 Nr 1, Helsinki, 1943.
2. Благовieszczенский Г. А. Powstanie lasów na terenie lodowcowym europejskiej części Z. S. R. R. w związku z wahaniami klimatu w czwartorzędzie. (Po rosyjsku). Problemy paleogeografii czwartorzędowego okresu. Wyd. Akad. Nauk. Moskwa—Leningrad, 1946.
3. Bülow K. Der Beginn der Moorbildung in den südlichen Küstenländern der Ostsee, insbesondere in Pommern. Mitt. a. d. naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen in Greifswald. Bd. 59. 1931.
4. Dąbkowska I. Zatorfienia doliny Łani. Acta Soc. Bot. Pol. IX. Warszawa 1932.
5. De Geer G. Geochronologia Suecica Principes. Kgl. Svenska Vetenskapsak. Handl. Stockholm, 1940.
6. De Geer E. H. Geo- und Biochronologie. Geol. För. Förh. 64. Stockholm, 1942.
7. De Geer E. H. Exakt geochronologisk förbindelse Sverige-Finland. Ibid., 65. Stockholm, 1943.
8. Degerbol M., Iversen J. The Bison in Denmark. Danmarks Geol. Undersg. 73, 1945.
9. Fågri Kn. Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jaerens. Bergens Mus. 7 r. 1939/40.



10. Firbas F. Die Geschichte der nordböhmisches Wälder und Moore seit der letzten Eiszeit. B. B. C. XLIII. 1927.
11. Firbas F. Die Vegetationsentwicklung des mittel-europäischen Spätglazials. Nachr. d. Gesell. d. Wissensch. zu Göttingen. Berlin, 1934.
12. Firbas F. Die Vegetation des mitteleuropäischen Spätglazials. Bibl. Bot. H. 112. Stuttgart, 1935.
13. Firbas F. Stand und Darstellung der spät- und nacheiszeitlichen Waldgeschichte Deutschlands. Forsch. u. Fortschr. Vol. 12, 1936.
14. Firbas F. Vegetationsentwicklung und Klimawechsel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. Die Naturwissenschaften. Jahrg. 27, Heft 6, Berlin 1939.
15. Firbas F. Waldgeschichte Mitteleuropas. I Band. Jena, 1949.
16. Gams H. und Nordhagen R. Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Landeskunde. Forsch. 25. München, 1923.
17. Gams H. Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. Ecl. Geol. Helv. Vol. 28. Basel, 1935.
18. Gams H. Die Fortschritte der alpinen Moorforschung von 1932 bis 1946. Österr. Bot. Zeitschr. Bd. 94. Wien, 1947.
19. Godwin H. Coastal Peat-Beds of the North Sea Region as Indices of Land and Sea-Level Changes. New Phytologist. Vol. 44, 1945.
20. Godwin H. The Spreading of the British Flora considered in relation to conditions of the Late-Glacial Period. Journ. of Ecol., Vol. 37. Nr 1. London, 1949.
21. Griczuk W. P. Przyczynek do historii roślinności europejskiej części Rosji w czwartorzędzie. (Po rosyjsku). Trudy Inst. Geogr. roczn. XXXVII. Problemy paleogeografii czwartorzędowego okresu. Wyd. Akad. Nauk. Moskwa—Leningrad, 1946.
22. Gross H. Der ostpreussische Lebensraum in der ausklingenden Eiszeit. Der Forschungskreis d. Albertus-Univ. Heft. 2. Königsberg, 1943.
23. Hesmer. Die Waldentwicklung in ostpommerschen Endmoränengebiet. Forstarchiv. H. 16/17. Hannover, 1936.
24. Hyyppä E. Über das spätglaziale Klima in Finnland. Geol. Rundsch. 32. 1941.
25. Iversen J. Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. Danm. geol. Unders. Köbenhavn, IV. 1936.
26. Iversen J. Helianthemum som fossil Glacialplante i Danmark. Geol. Fören. Förh. 66 Stockholm, 1944.
27. Jak owlew S. A. O znalezieniu kopalnej flory arktycznej w polodowcowych osadach w okolicy Petersburga. (Po rosyjsku). Wiad. Inst. Leśnego. 1914.
28. Jak owlew S. A. Osady i rzeźba miasta Leningradu i jego okolic. (Po rosyjsku). Wiad. Nauk. Meliorac. Inst. Zeszyt 8—9. 1924.
29. Klimaszewski M., Szafer Wł., Szafran B. i Urbański J. Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem. P. I. G. Bul. 24. Warszawa, 1939.
30. Klimaszewski M. Jezioro plejstocenijskie koło Jasła. „Starunia”, Nr 27. Kraków, 1949.
31. Klimaszewski M. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocławskiego Tow. Nauk. Seria B. Nr 7. Wrocław, 1948.
32. Kozij G. Wysokogórskie torfowiska północno-zachodniego pasma Czarnohory. Pam. Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach. T. XIII. Puławy, 1932.
33. Kulczyński S. Stratygrafia torfowisk Polesia. Prace Biura Mel. Polesia I. Brześć n. Bugiem, 1930.
34. Kulczyński S. Torfowiska Polesia. Wyd. P. A. U. Kraków. I tom 1939, II t. 1940.
35. Liden R. Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och Kronologi i Angermanland. Geol. Fören. Förh. 60. Stockholm, 1938.



36. Lossert H. Beiträge zur Spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte Innerböhmens. I—III. B. B. C. LX. 1940.
37. Ławrenko E. M. Zasadnicze zarysy rozwoju flory i roślinności północnej Eurazji w czwartorzędzie. (Po rosyjsku). Trudy Instytutu Geografii, rocznik XXXVII. Problemy paleogeografii czwartorzędowego okresu. Wyd. Akad. Nauk. Moskwa—Leningrad, 1946.
38. Nathorst A. G. Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis vom Vorkommen foss. Glazialpflanzen. Stockholm, 1892.
39. Nilsson T. Die pollenanalytische Zonengliederung der Spät- und Postglazialen Bildungen Schonens. Geol. Förening. i Stockholm Förhandl. Bd. 57. H. 3, Stockholm, 1935.
40. Nilsson T. Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des Nordwestdeutschen und Niederländischen Flachlandes an die Pollenfloristische Zonengliederung Südkandinaviens. Medd. f. Lunds Geolog.-Mineral. Institution. Nr 112 Lund, 1948.
41. Nilsson T. On the application of the Scanian Post-Glacial Zone System to Danish Pollen-Diagrams. Det Kong. Danske Videnskab. Selskab. V. Nr 5. København, 1948.
42. Pennington W. Studies of the Post-Glacial History of the British Vegetation. VII. Windermere. Transact. of the R. Soc. of London. London, 1947.
43. Pop E. Diluviale Florauntersuchungen in Rumänien. Verhandl. d. III Inqua. Wien, 1936.
44. Pop E. Beiträge zur Geschichte der Wälder Nordsiebenbürgens. (Po rumuńsku). Biul. Gradinii Bot. dela Univ. Cluj. Vol. XXII. 1942.
45. Pop E. Die Pinusphase aus dem Becken von Bichor in den Ostkarpaten. (Po rumuńsku). Biul. Gradinii Bot. d. Univ. din Cluj. Vol. XXIII. 1943.
46. Pop E. Recherches relatives aux forêts diluviales de Transylvanie. (Po rumuńsku). Biul. Gradinii Bot. dela Univ. Cluj. Vol. XXV. 1945.
47. Post L. v. The prospect for pollen analysis. The study of North's climatic history. New Phytologist 45. 1946.
48. Premik J. Tymczasowa notatka o postglacjalno-dyluwialnym torfowisku w Konopiskach. VII Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków, 1931.
49. Rudolph K. Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas. B. B. C. 47. 1930.
50. Sarnthein R. Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung II.
51. Sauramo M. Die Geschichte der Wälder Finnlands. Geol. Rundschau. 32. 1941.
52. Sawicki L. Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie. Rękopis 1948.
53. Soloniewicz K. I. Przyczynek do zagadnienia późnolodowcowych lasów w obszarze nad wschodnim Bałtykiem. (Po rosyjsku). Trudy Inst. Geogr. rocz. XXXVII. Problemy paleogeografii czwartorzędowego okresu. Wyd. Akad. Nauk. Moskwa—Leningrad 1946.
54. Szafer Wł. Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage. Rocznik Pol. Tow. Geol. V, Kraków, 1928.
55. Szafer Wł. i Jaroń B. Plejstocenijskie jezioro pod Jasłem. „Starunia“, Nr 8. Kraków, 1935.
56. Szafer Wł. The Significance of Isopollen Lines for the Investigation of the Geographical Distribution of Trees in the post-Glacial Period. P. A. U. 1935.
57. Szafer Wł. Późny glacjał w Rostokach pod Jasłem (Late-Glacial in Rostoki near Jasło). „Starunia“, Nr 26, Kraków, 1948.
58. Środoń A. Modrzew polski (*Larix polonica* Rac.) w Maniawie w Gorganach. Ochrona Przyrody. R. 17, Kraków, 1937.
59. Środoń A. Przyczynek do historii rozwoju lasu w Karpatach Wschodnich. „Starunia“, Nr 25. Kraków, 1948.



60. Woldstedt P. Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin, 1935.
61. Zajączkowski M. O południowej granicy zasięgu sosny pospolitej w Polsce i o występowaniu reliktywnej sosny w Karpatach polskich. P. A. U. Prace Roln.-Leśne Nr 20. Kraków, 1936.
62. Zajączkowski M. Studia nad sosną zwyczajną w Tatrach i Pieninach. (Studies on the Common Pine in the Tatra und Pienin Mountains—Western Carpathians). P. A. U. Prace Roln.-Leśne Nr 45. Kraków, 1949.
63. Zeuner F. E. Dating the Past. London, 1946.



Владислав ШАФЕР

## СКЛОН ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПОЛЬШЕ

(с 1 табл. и 5 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Автор принимает период от древнего Дриаса до первого пыльцевого горизонта соответствующего голоцену как склон плейстоцена. Следовательно обсуждает он в зависимости от возраста, присутствие пыльцы и макроскопических растительных остатков. Он определяет характер флоры и климата центральной Европы в этом периоде, на основании пыльцевых анализов и растительных макроскопических остатков.

В I главе автор обсуждает определение склона плейстоцена и включает в это понятие два подразделения: так называемый поздний гляциал, т. е. период X по Л. Ф. Посту и Т. Нильссону и период XI соответствующий времени отступления льда с конечных морен в южной Швеции и Самбии, вплоть до линии финских морен. Этот период он называет Аллерэд *sensu stricto* принимая его как фазу климатического *optimum*. В табелях 1 и 2 представлена ситуация склона плейстоцена, понимаемого таким образом в отношении к старшему Дриасу внизу и первому пыльцевому горизонту голоценового века (IX) наверху.

В II главе автор говорит о методических трудностях пыльцевых анализов при применении их к диаграммам с низкой частотой пыльцы деревьев X и XI периода и рассматривает значение Пыльцы-Не-Деревьев (ПНД) среди них. Затем подчеркивает специальное значение макроскопических остатков деревьев в плейстоценовых осадках.

Фигура 3 представляет размещение местностей где констатируется присутствие пыльцы с горизонтов X, XI и XII на пространстве приведенном картой. На таблице 3 подан обзор средних процентов древесной пыльцы с горизонтов X и XI. Пыльцы-Не-Деревьев не были обнаружены, так как авторы не принимали их во внимание.



Некоторые проблемы связанные с периодом „старшего Дрпаса” (XII) затронуты в главе III. Взаимные отношения двух наиболее важных местонахождений с растительными остатками этого периода подробно рассмотрены, а именно: Розтоки под Яслом и Кросьценко на Дунайце — обе в западных Карпатах. Из более молодого лёсса на Звержинце (пригород Кракова) описаны два обломки листа. Один из них принадлежит к арктическому альпийскому виду ивы *Salix reticulata*, второй к роду *Chrysanthemum* или к *Artemisia vulgaris*. Они найдены Л. Савицким, во время ведения доисторических исследований в культуровом ориньякском слое расположенном главным образом на горизонте ископаемой почвы, разделяющей молодой лёсс от более древнего.

В замечаниях, касающихся климата XII периода автор ссылается на воззрения советских ученых выраженные на конгрессе в Москве, состоявшемся под покровительством Академии Наук в 1941 (1946) г. и занимающимся четвертичным периодом.

Глава IV занимается вопросами касающимися XI периода, т. е. Аллерэд *sensu lato*. Автор обращает внимание на большие различия в периоде появления деревьев (или лесов) на севере и на юге. В южной Польше (Розтоки под Яслом) 250 м выше уровня моря появляется в целом периоде Аллерэд *sensu lato* лес, состоящий из сосны (*Pinus silvestris*), лиственницы (*Larix polonica*) и березы (*Betula alba*). Многочисленные макроскопические остатки подтверждают существование этих деревьев. Автор представляет обстоятельный количественный и качественный анализ этих растительных остатков в своей статье, в которой доказывает, что только пыльцевой анализ без макроскопических остатков не дает настоящего образа субарктического леса этих времен.

Сосново-лиственничный лес покрывал западные Карпаты в начале XI периода (около 15 000 лет до нашей эры) и занял место арктически-альпийской растительности, которая появляется здесь в XII периоде. Она состояла из зарослей *Pinus mughus*, *Betula nana* и *Prunus* cfr. *petraea*, найденных в виде макроскопических остатков. С этого времени историческое развитие леса в Аллерэд *sensu lato* продолжается в Карпатах непрерывно и имеет характер особого цикла, который начался фазой господствования *Betula*, во время его *optimum* преобладали *Pinus silvestris* и *Larix polonica*, которые создавали сплошной лес. В то время, как в начальной фазе появления деревьев (XII a) верхняя граница леса в окрестности Ясла не лежала выше 250—300 м над уровнем моря, то во время термического *optimum* соответствующего фазе XIa (Аллерэд *sensu stricto*) и появившегося около 9500 лет до нашей эры — граница леса достигала 1000 м над уровнем моря.

К северу от рассматриваемой территории в западной Померании общие климатические и местные условия (присутствие мертвого льда) тор-



мости развитие леса. Поэтому во время целого периода Аллерэд *sensu lato* группы деревьев, т. е. березовые (*Betula alba*) и сосновые (*Pinus silvestris*) заросли, появлялись только в конце этого периода, когда климат становился теплее, однако на короткое только время. Подлинная граница леса находилась в Аллерэд *sensu stricto* к югу от полосы прadolни Немана, Вислы, Варты и Одера. Эта граница леса состояла из березы (*Betula alba*), сосны (*Pinus silvestris*) и может быть из польской лиственницы (*Larix polonica*) и по всей вероятности тянулась вдоль границы Познань, Лодзь, Брест на Буге.

Пыльцевая диаграмма с 28 пунктами, в которой констатировано XI горизонт, несколько освещает региональную разницу в растительности периода Аллерэд (см. фиг. 3).

Подвергая дискуссии этот вопрос, автор приходит к заключению что на рассматриваемом пространстве Европы в периоде Аллерэд *sensu stricto* существуют пять отдельных флористически-климатических областей: А — померанская область с кучками деревьев, состоящих лишь из березы (*Betula*) и сосны (*Pinus*); В — северо-восточная область со склонностью к *refugium* в центральной РСФСР, где ель (*Picea*) и ольха (*Alnus*) играют очень важную роль, кроме березы (*Betula*) и сосны (*Pinus*); С — центральная область заключающая в себе западные Карпаты и часть центрально-польской возвышенности, на которой польская лиственница (*Larix polonica*) является самым характерным деревом, кроме сосны (*Pinus silvestris*); D — степная область лишенная леса; E — восточная карпатская область со склонностью к румынско-трансильванскому *refugium*, где кроме сосны (*Pinus silvestris*) и польской лиственницы (*Larix polonica*) лес содержит тоже ель (*Picea excelsa*).

Период X, т. е. младший Дриас, рассматривается в главе V. Проверая выводы выдвинутые Фирба сом (1949), что верхняя граница леса была в это время ниже и пробегала почти идентически с нынешней изотермой июля + 18° — автор обсуждает эту проблему опираясь на фактах обнаруженных в Розтоках под Яслом и в Кросьценке на Дунайце. В Розтоках период младшего Дриаса не разрушил леса (ель, лиственница), а только сделал его несколько реже (пыльцы трав находится два раза больше чем в следующем более низком горизонте принадлежащим к Аллерэд *sensu stricto*). Из этого следует, что верхняя граница леса в западных Карпатах была ниже чем в X периоде на около 500 м соразмерно с ее самым высоким положением в Аллерэд *sensu stricto*. В последствии мы должны принять, что полярная линия леса очевидно приближалась к Карпатам (может быть даже к линии Верхняя Силезия — Кельце?). В результате возможно, что это было в периоде младшего Дриаса, что клин субарктического леса отделял образовавшуюся на польских низменностях гляциальную тундру от альпийской растительности, по



мнению автора одновременной с западно-карпатской (В. Шафер 1939). Подобным образом во время младшего Дриаса существует простая связь между этими двумя биоценозами растений (т. е. гляциальной тундрой и альпийской растительностью через цепь Судетских гор). Это объясняет факт что некоторые арктические растения появляются здесь более или менее обильно, по отсутствуют в Татрах, как например *Betula nana*, *Rubus chamaemorus* и *Saxifraga nivalis*.

Переходя к этому вопросу доставленному пыльцевым анализом X горизонта из 92 местностей, разбросанных на пространстве представленном картой, автор подчеркивает еще раз неточность всех более подробных анализов, которые не учитывают участия Пыльцы-Не-Деревьев (ПНД). Схематический образ изополь для рода *Pinus* и *Betula* подан на фиг. 5 и 6.

Наконец автор высказывает мнение, что, хотя X период оказал большое влияние на флору центральной Европы, не был однако в состоянии изменить коренным образом общей последовательности растительности, которая существовала уже в периоде последнего плейстоценового интерстадиала, т. е. в Аллерэд *sensu lato*.

Краков — Ноябрь, 1949 г.

Ягеллонского Университета  
Ботанический Институт



Wladyslaw SZAFER

## DECLINE OF THE PLEISTOCENE IN POLAND

(with 1 pl. and 5 fig. in the text)

### S U M M A R Y

#### Abstract

The author accepts the period from older Dryas till to the first pollen horizon belonging to the Holocene as a decline of the Pleistocene period. Then he refers the appearance of pollen and macroscopic remnants in the sequence depending upon their age. He determines the character of flora and climate of Central Europe in this period at the base of the pollen and macroscopic remnants analysis.

In Chapter I the author discusses the definition of the decline of the Pleistocene and includes two periods into it: the so-called Late-Glacial, that is the period X (according to L. v. Post and T. Nilsson), and the period XI corresponding to the time of the recession of ice from the terminal moraines in southern Sweden and Sambia up to the line of the finiglacial moraines. He calls that period Alleröd *sensu lato* including into it Alleröd *sensu stricto* as its phase of climatic optimum. Tables 1 and 2 represent the situation of the decline of Pleistocene understood in this way in relation to the „older Dryas“ at the bottom, and the first pollen horizon of the Holocene age (IX) at the top.

In Chapter II the author speaks about the methodical difficulties of the pollen analysis in its application to the diagrams with a low frequency of the pollen of trees from the periods X and XI, and he discusses the importance of the Non-Arboreal-Pollen (NAP) among them. Next he emphasizes the special importance of the macroscopic remains of trees in the deposits of the Pleistocene.

Fig. 3 represents by means of points the localities where the pollen from the horizons X, XI, and XII has been stated hitherto upon the area



shown on the map. In table 3 a survey of the medium percentages of the tree pollens are shown for the horizons X and XI; Non-Arboreal-Pollen (NAP) are not stated, as they were not considered by the authors.

Certain problems bound with the period of the "older Dryas" (XII) have been raised in Chapter III. The mutual relation of the two most important localities with macroscopic plant remains of that period has been considered in details, namely Roztoki near Jasło and Krościenko on the river Dunajec, both in the Western Carpathians. From the younger loess at Zwierzyniec (a suburb of Cracow) two fragments of leaves have been described. One of them belongs to the arctic-alpine species of the willow *Salix reticulata*, the other represents a fragment of a leaf belonging either to the genus *Chrysanthemum*, or to *Artemisia vulgaris*. It was found there by L. Sawicki while carrying out prehistorical research, viz. of the Aurignacian culture situated mostly in the layer of the „fossil soil” which separates the younger loess from the older.

In his remarks concerning the climate of the XII period the author refers to the opinions of the Russian scientists submitted at the Congress concerning the Quaternary palaeogeographical problems held in Moscow under the supervision of the Academy of Sciences in 1941 (1946).

Chapter IV deals with problems referring to the period XI, i. e. Alleröd *sensu lato*. The author points first to the great difference in the time of existence of trees (or forests) in the south and in the north. In southern Poland (Roztoki near Jasło, 250 m above sea level) there occurred during the whole period of Alleröd *sensu lato* a forest composed of the pine (*Pinus silvestris*), the larch (*Larix polonica*) and the birch (*Betula* "alba"). This is proved by their abundant macroscopic fossils. The author presented a detailed qualitative and quantitative analysis of these fossils in his paper (1948) in which he proved that the pollen analysis alone gave no true idea of the subarctic forest of those times.

The pine-larch forest developed in the Western Carpathians at the beginning of the period XI (about 15 000 years b.o.e.) and replaced the arctic-alpine vegetation which preceded it in the period XII. It was composed of *Pinus mughus*, *Betula nana* and *Prunus* cfr. *petraea*, which were stated in the macroscopic fossils. Since that time the historical development of the forest in the Alleröd *sensu lato* lasted uninterruptedly in the Carpathians and possessed the character of a peculiar cycle which began (much like the Post-Glacial) with a phase of the predominance of *Betula*; during its optimum *Pinus silvestris* and *Larix polonica* predominated and formed compact forests. While in the initial phase of the appearance of trees (XIIa) the upper limit of the forest in the neighbourhood of Jasło did not lie higher than about 250—300 m above sea level, it probably reached up to about 1000 m above



sea level during the thermal optimum corresponding to the phase XIa (Alleröd *sensu stricto*) and occurring about 9 500 years b. o. e.

In the north of the discussed area, i. e. in Western Pomerania, general climatic and local conditions (occurrence of dead icefields) were disadvantageous for the development of forests. That is why in the period of Alleröd (*sensu lato*) groups of trees i. e. woody birches (*Betula* "alba") and pines (*Pinus silvestris*) appeared only at the end of that period when the climate became warmer though for a short time only. The proper polar forest limit lay in the Alleröd (*sensu stricto*) southwards of the belt of the old river valleys of Niemen, Vistula, Warta and Odra. That forest limit was composed of the birch (*Betula* "alba"), the pine (*Pinus silvestris*) and probably also the Polish larch (*Larix polonica*), more or less along the line Poznań—Łódź—Brześć on the river Bug.

The pollen diagrams of 28 points in which the horizon XI has been stated throw some light upon the regional differentiation of the vegetation in the Alleröd period (compare fig. 3). Having discussed this problem the author comes to the conclusion that in the discussed area of Europe there existed at the time of Alleröd (*sensu stricto*) five separate climatic forest provinces (compare fig. 4): *A* — the Pomeranian province with clumps of trees composed only of *Betula* and *Pinus*; *B* — the north-eastern province gravitating towards the refugium in central Russia, where spruce (*Picea*) and alder (*Alnus*) play a very important role beside *Betula* and *Pinus*; *C* — the central province covering the Western Carpathians and the parts of uplands in central Poland in which the Polish larch (*Larix polonica*) was the most characteristic tree beside the pine (*Pinus silvestris*); *D* — the steppe province, void of forest, in the pollen spectrum of which there is nearly 100% of the pollen of the pine (*Pinus*); *E* — the eastern Carpathian province gravitating towards the Romanian-Transylvanian refugium, where beside the pine (*Pinus silvestris*) and the Polish larch (*Larix polonica*) the forests contained also the spruce (*Picea excelsa*).

The period X, i. e. the younger Dryas, is discussed in Chapter V. Having examined the thesis promoted by Firbas (1949) that the upper limit of forests was lowered at that time and ran almost identically with the present isotherm of July +18° the author discusses this problem on the background of facts revealed at Róztoki near Jasło, as well as at Krościenko on the river Dunajec. At Róztoki the period of the younger Dryas did not destroy the forest (pine-larch), but only thinned it to a certain degree: (there is 2,5 times more pollen of grass (*Gramineae*) than in the next lower layer belonging to the Alleröd (*sensu stricto*). There of it results that the upper limit of the forest in the Western Carpathians was lowered in the period X for about 500 m in relation to its uppermost situation in the Alleröd (*sensu*



*stricto*). In consequence we must suppose that the polar forest line has considerably approached the Carpathians (perhaps up to the line Upper Silesia—Kielce?). In result it is probable that it was in the time of the younger Dryas that a wedge of subarctic forest separated the glacial tundra developed in the lowlands of Poland, from the alpine vegetation stated as contemporary by the author in the Western Carpathians (W. Szafer 1939). Simultaneously there existed in the time of the younger Dryas a direct contact between these two plant communities (i. e. the glacial tundra and the alpine vegetation) in the chain of the Sudetic Mountains. This explains the fact that certain arctic plants occur here more or less abundantly, though they are lacking in the Tatra Mountains, such as *Betula nana*, *Rubus chamaemorus* and *Saxifraga nivalis*.

Passing to the materials supplied by the pollen analysis of the horizon X from 92 localities spread over the area shown in the map presented in fig. 3, the author points once more to the inaccuracy of all former analyses which did not take into account the participation of the Non-Arboreal Pollen (NAP=PND=NBP). A schematic picture of the isopoles for the genera *Pinus* and *Betula* is given in fig. 5 and 6.

Finally the author expresses the opinion that although the period X exercised a great influence upon the vegetation of central Europe, it was not able, however, to change essentially the direction of general succession of the vegetation which begin already in the period of the last Pleistocene interstadial, i. e. in Alleröd *sensu lato*.

Cracow — November, 1949.

Botanical Institute  
of Jagellonian University







Feliks RÓŻYCKI

## PALUDINA DILUVIANA I JEJ ZNACZENIE DLA STRATYGRAFII CZWARTORZĘDU

(z 15 fig. w tekście)

### Streszczenie

Autor opisuje znane z terenu Polski znaleziska ślimaka *Paludina diluviana* oraz innych mięczaków interglacjalnych, zaliczając faunę z *Paludina* do interglacjalu starszego od Masovien II. Nie występuje więc ona równocześnie z fauną cemską. Na opisywanym obszarze *Paludina diluviana* występuje w spągu utworów stadium recesyjnego zlodowacenia środkowo-polskiego—Varsovien I, w tzw. nasunięciu Warty i wobec tego nasuwa się prawdopodobieństwo, że fauna ta leży w utworach spągowych tego nasunięcia.

### WSTĘP

Fakt znalezienia przeze mnie skorup ślimaka *Paludina diluviana* w interglacjale Bielan pod Warszawą oraz w utworach interglacjalnych na wyżynie skierniewicko-łódzkiej w roku 1929, zachęcił mnie do dalszych poszukiwań szczątków kopalnych tego charakterystycznego dla interglacjalu lądowego ślimaka strumieniowego. Wkrótce byłem już w posiadaniu około 200 sztuk skorup dobrze i względnie dobrze zachowanych, z czego część podarowałem Muzeum Zakładu Geologicznego Uniwersytetu Warszawskiego i Muzeum Zoologicznemu w Warszawie. Na innych terenach w pasie moren czołowych drugiego stadium recesji zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I) znalazłem między szosą z Grójca do Mszczonowa a Małą Wsią dwie sztuki dobrze zachowane oraz w Siennicy pod Mińskiem Mazowieckim dwie sztuki *Valvata cristata*. Również na Pomorzu Wschodnim, pod Bukiem Góralskim w okolicy Jabłonowa, w piaskach zwirowych pod moreną barwy różowawo-żółtej ostatniego, bałtyckiego zlodowacenia znalazłem jedną sztukę *P. diluviana*. Inne, dłuższe poszukiwania na Pomorzu w wielu wielkich odkrywkach oraz w okolicy Poznania nie dały mi nic prócz *Valvata cristata*. Jak wynika z powyższego, *P. diluviana* najobficiej występuje na północnej kra-



wędzi wyżyny skierniewicko-lódzkiej, stanowiącej morfologiczną granicę między tą wyżyną a równiną warszawsko-łowicką (fig. 7).

Powłoka dyluwialna tej wyżyny pokrywa teren nierówny, falisty, zbudowany ze starszych utworów trzeciorzędowych i kredowych, których najwyższe wzniesienie przypada na północny wschód od Zgierza, w okolicy Dąbrówki Wielkiej, w Strumianie i liczy prawie 170 m n. p. m. Między Zgierzem a Strykowem notowane są największe wzniesienia powierzchniowe ze szczytem 283 m pod Dąbrową. Obniżając się ku północy, wyżyna tworzy liczne rozgałęzienia w postaci jednokierunkowych wałów do 200 m wysokości, przypominających drumliny, oddzielonych równoległymi do nich dolinami. Najbardziej zaznacza się wcięcie w wyżynę na obszarze Brzeziny—Głowno, które wykorzystała rzeka Mroga i Mróżyca. Drugą okazańszą doliną jest dolina rzeki Rawki. Między doliną Mrogi i Rawki z płyty dyluwialnej skierniewickiej spływa do Bzury kilka mniejszych rzek, wykorzystujących stare doliny dyluwialne, jak: Bobrówka, Borówka, Uchanica i Uchanka

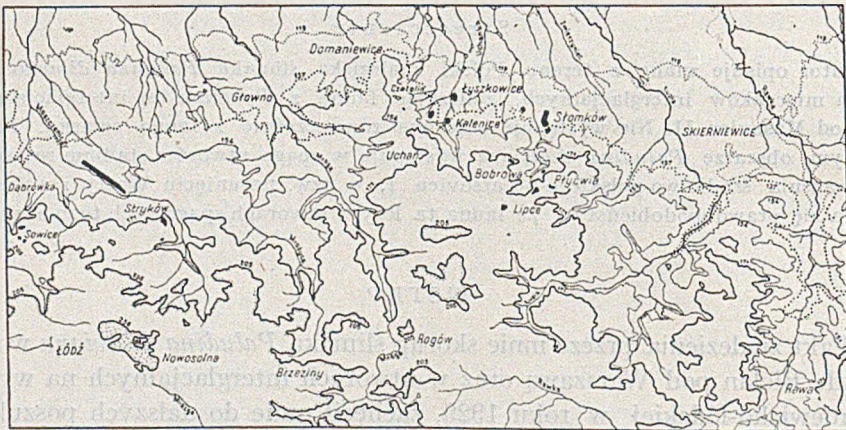


Fig. 7

Rozmieszczenie ławicy paludinowej (czarne punkty i kreski) na wyżynie skierniewicko-lódzkiej

Poza tym na płycie dyluwialnej, w obrębie górnej Bzury, jak i wyżej wymienionej widoczne są często głęboko wcięte kotlinowate zagłębienia, przypominające trochę młody krajobraz polodowcowy. Właściwym miejscem występowania skorup kopalnych ślimaka *P. diluviana* na omawianych terenach są piaski żwirowe lub grube piaski kwarcowo-skalieniowe, przewarstwione żwirem, leżące na zboczach wałów morenowych, w dolinach rzek oraz w pagórkach piaszczysto-żwirowych rozrzuconych wyspowo na omawianych wałach na wysokości od 120 do 200 m, lub w kotlinowatych zagłębieniach na płycie dyluwialnej z dala od krawędzi wyżyny. Żwiry i piaski żwirowe, zawierające paludinę, niekiedy są przykryte przez grubsze żwiry,



stanowiące jakby bruk z otoczków o średnicy średnio 5—8 cm. Materiał ten pochodzi z okresu silniejszej erozji, z rozmycia moreny dennej, będącej w pobliżu i jest bezładnie zgromadzony tworząc warstwę o grubości od 1 do 3 m. Po stronie południowej tej płyty dyluwialnej, gdzie np. na południe od Łodzi ciągną się pagórkowate wzniesienia moren czołowych o podobnych utworach klastycznych, nigdzie skorup paludin nie znajdowałem.

Wspomniany wyżej materiał klastyczny składa się średnio z  $\frac{2}{3}$  okruchów krystalików i  $\frac{1}{3}$  okruchów skał osadowych. Poszukiwania paludiny na Pomorzu i w okolicach Poznania przeprowadzałem z myślą otrzymania materiału porównawczego, bowiem nie miałem możliwości widzieć oryginalnych szczątków tego ślimaka z tamtych stron, o których były wzmianki w literaturze. Ostatnio dopiero w artykule: „Diskussionsbemerkungen zum Vortrag von A. Jentzsch: „Über ostdeutsches Pliozän“ u H. Men t zla miałem fotografię dwu paludin, jako *Paludina crassa* n. sp., które są identyczne z moimi paludinami gruboskorupowymi typu *fasciatoides*.

## I. OPIS ODKRYWEK

### ZGIERZ—STRYKÓW—GŁOWNO

Okolice Zgierza wznoszą się ponad 200 m i przedstawiają teren pod względem rzeźby pionowej urozmaicony (fig. 7). Szczególnie ciekawym jest teren w obrębie doliny rzeki Dzierżązny i dolina górnej Bzury, koło Łagiewnik. Przy szosie od Piątku, na wzgórzu 211 m, w odkrywce niegłębokiej widoczne są piaski żółte, fluwioglacjalne, z przewarstwieniami żwiru, różnie uwarstwione. Dalej o 2 km poza zalesioną głęboką dolinką lewobrzeżnego dopływu Dzie-

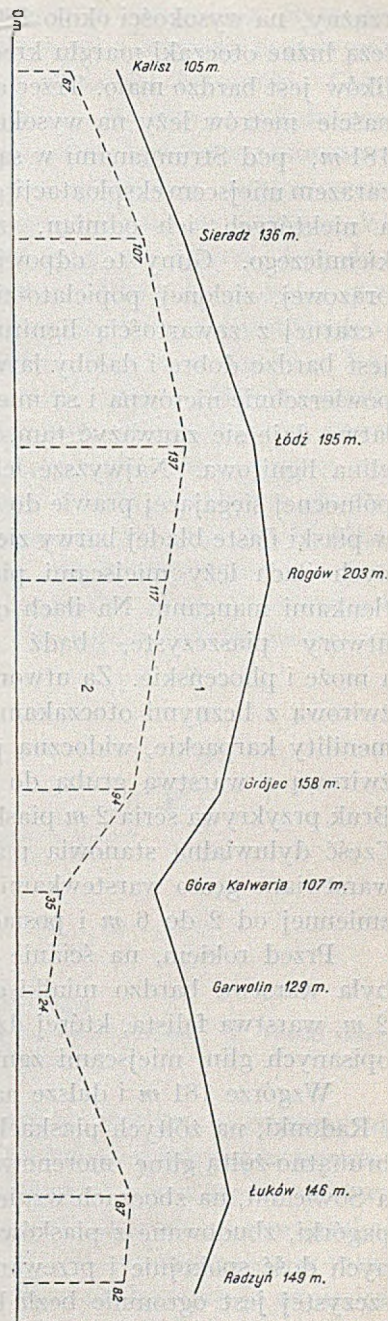


Fig. 8

Przekrój przez dyluwium i preglacjal między Kaliszem a Radzyńniem



rzężny, na wysokości około 180 m, w drugiej odkrywce pod piaskami żółtymi leżą luźne otoczaki marglu kredowego, natomiast wapieni sylurskich i krystalików jest bardzo mało. Trzecia, ciekawa odkrywka, duża i głęboka na kilkanaście metrów leży na wysokości około 170 m, w pobliżu szczytu wzgórza 181 m, pod Strumianami w sąsiedztwie Dąbrówki Wielkiej. Odkrywka jest zarazem miejscem eksploatacji glin trzeciorzędowych przez cegielnię miejscową a niektórych ich odmian, tzw. glin foluszowych, dla przemysłu włókienniczego. Gliny te odpowiadają pstrym ilom poznańskim i są barwy brązowej, zielonej, popielato-zielonej, trawiastej, oliwkowej, popielato-szarej i czarnej z zawartością lignitu; przy czym zachowanie kawałków drzewa jest bardzo dobre i dałoby łatwo się oznaczyć. Iły trzeciorzędowe posiadają powierzchnię nierówną i są miejscami sfałdowane i zgniecione, co szczególnie łatwo daje się zauważyć tam, gdzie wśród glin zielonych występuje czarna glina lignitowa. Najwyższe ich wypiętrzenie daje się zauważyć na ścianie północnej sięgającej prawie do 170 m; w kierunku zachodnim iły przechodzą w piaski ilaste bladej barwy zielonawej; po stronie południowej zaś na ciemnych ilach leży miejscami piasek fioletowy, zabarwiony prawdopodobnie tlenkami manganu. Na ilach opisanych, które są wieku mioceneskiego, leżą utwory piaszczyste, bądź piaszczysto-żwirowe, młodsze dyluwialne a może i plioceneskie. Za utwory plioceneskie uważam dolną serię piaszczysto-żwirową z licznymi otoczkami wapieni skrzemieniałych, przypominających menility karpackie, widoczną po stronie wschodniej oraz część piaszczysto-żwirową z warstwą grubą do 2 m bruku z otoczek margli kredowych. Bruk przykrywa seria 2 m piasków białoszarych, przewarstwionych żwirkiem. Część dyluwialną stanowią piaski żółte bądź białozółte z glazkami, przewarstwiane gęsto warstewkami piasku limonitowego. Seria ta jest grubości zmiennej od 2 do 6 m i posiada uwarstwienie bardzo kapryśne.

Przed rokiem, na ścianie północnej pośród glin mioceneskich widoczna była warstwa bardzo miążkiego piasku białego, kwarcowego, grubości do 2 m, warstwa falista, której dziś już brak. Musiała to być soczewka pośród opisanych glin, miejscami zgnieciona.

Wzgórze 181 m i dalsze na południe od niego, jak koło Marianki 201 m i Radonki, na żółtych piaskach z glazami wykazują w miejscach wyżynnych brunatno-żółtą glinę morenową, zmiennej grubości. Między Strumianami a Sobicami, na zboczach wzniesienia 201 m na wysokości 157 m widoczne są pagórki, zbudowane z piasków szarych, kwarcowo-skaleniovych, uwarstwionych dość spokojnie i przewarstwionych żwirem; górna część tej serii piaszczystej jest ogromnie bezładnie uwarstwiona i przewarstwiona miejscami grubym żwirem i glazami, co świadczy o gwałtownej akumulacji rzecznej. Piaski drobnożwirowe zawierają skorupki paludin. Pagórki te odpowiadają wiekiem recesji lądolodu zlodowacenia środkowo-polskiego i osadzone zostały na zboczach doliny dzisiejszej rzeki Dzierżąny.



W okolicy Strykowa, gdzie rzeka Moszczenica wrzyna się w płytę dyluwialną, widoczne są gliny morenowe zielonawo-szare z pasmami brązowymi, obfitujące w glazy większe i mniejsze, prawie wyłącznie krystaliki. Gliny te są dość tłuste i są eksploatowane przez cegielnię. Po stronie południowo-zachodniej, przy autostradzie wiodącej ze Strykowa do Łodzi gliny morenowe na terenie czynnej cegielni dochodzą do 173 m n. p. m. i są eksploatowane na głębokości 3 m; niżej mają być margliste i nieprzydatne na wyrób cegieł. Ponad gliną morenową, tuż przy odgałęzieniu drogi do Zgierza, leżą dwa pagórki żwirowe wielkości  $\frac{1}{2}$  i 3 morgów obszaru. Przekrój pionowy wykazuje tu w spągu ponad gliną piasek biały, kwarcowy z przewarstwieniami żwiru drobnego wielkości do kilku centymetrów. Nad tym piaskiem leży drobny piasek do  $\frac{1}{20}$  mm średnicy, żółtawy z ziarn kwarcu przezroczystego, żółtawego, rzadziej skalenie i małe otoczaki limonitu. Najdrobniejsze ziarna niektórych warstw są pyłem do  $\frac{1}{100}$  mm. W stropie piasków i piasków żwirowych leży gruby żwir, przechodzący miejscami w bruk z drobnych głazów. Przy samej autostradzie żwir warstwą do 2 m grubą pokrywa piaski żółte, przewarstwione drobnym żwirem, przekątnie i różnie uwarstwione, z tendencją upadu więcej na południowy wschód. W żwirach i piaskach żwirowych znajdowałem skorupki *Paludina diluviana*. Grubość pokładu żwirowego dochodzi do 6 m.

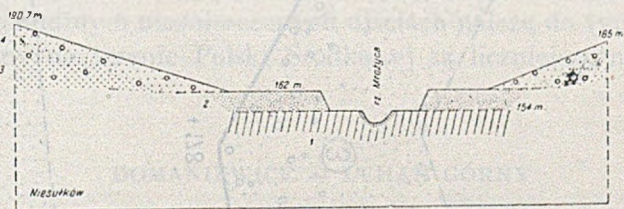


Fig. 9

Przekrój przez dolinę rzeki Mroźcyca

1. Gлина morenowa brunatna; 2. Piaski fluwialne poziomo warstwowane; 3. Piaski szare, żwirowe z *Paludina diluviana*.

Podobne piaski żwirowe, zawierające skorupki paludin, występują na północno-zachodnim krańcu wsi Niesułków, w sąsiedztwie wzgórza piaszczysto-żwirowego 190,7 m. Wszędzie pod piaskami podobnymi w okolicy Niesułkowa można stwierdzić obecność glin zielonawych, przechodzących na powierzchni w brunatno-rdzawe. W dolinie rzeki Mroźcyca (fig. 9), wcinającej się w taras łąkowy o poziomie 152 m na głębokości ponad 14 m od okalających ją wzniesień ponad gliną morenową bezpośrednio leżą piaski ilaste, poziomo uwarstwione o zmiennej barwie białozółtej z rdzawymi przerostami i cienką 15 cm warstwą nawet gliny morenowej. Na piaskach tych leżą wyżej piaski grubsze, barwy



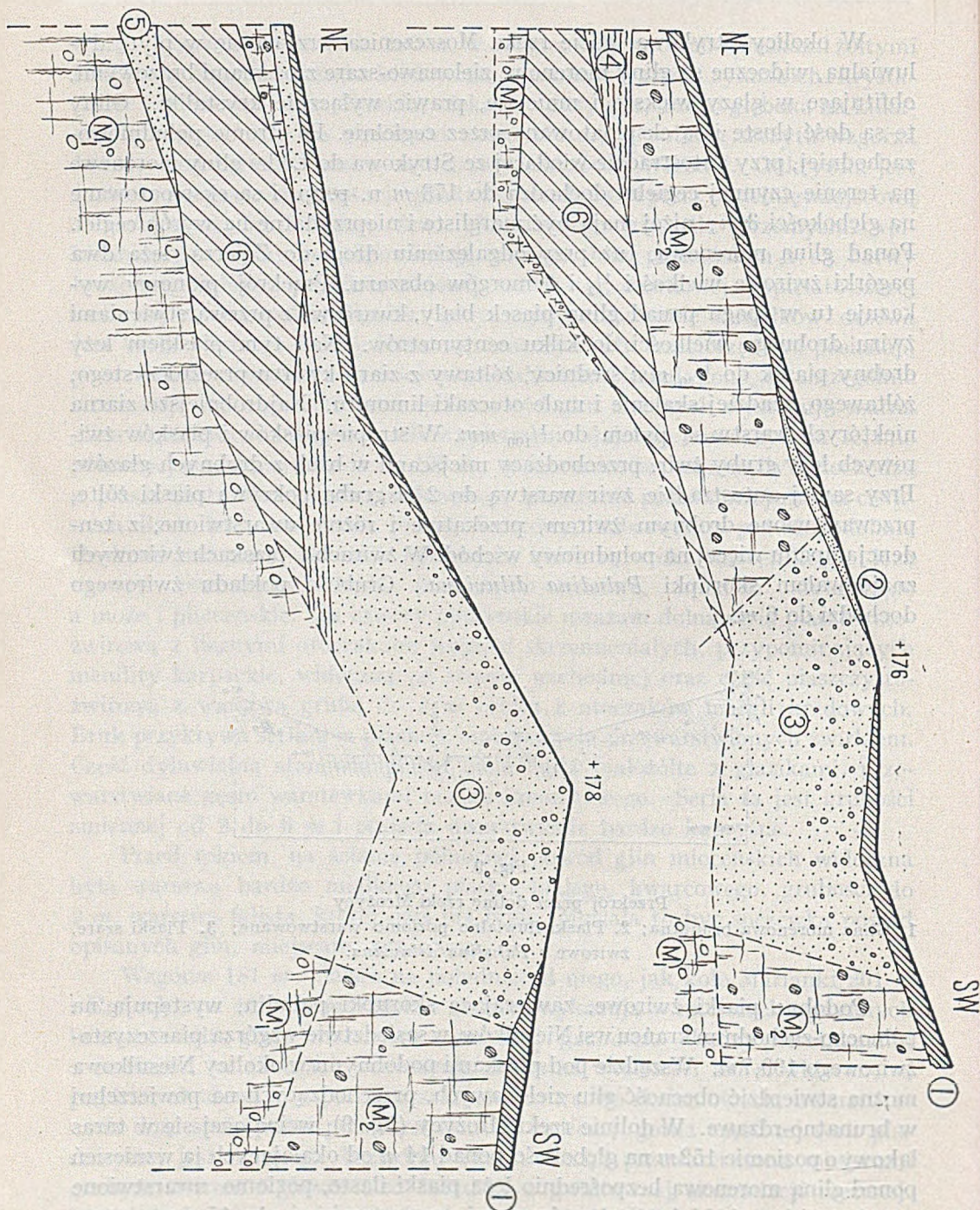


Fig. 10

Żwiry i piaski z *Paludina diluviana* w okolicy Strykowa

$M_1$  — szara glina morenowa;  $M_2$  — brunatno-zielona glina morenowa; 1. Gleba; 2. Piaski aluwialne; 3. Piaski i żwiry; 4. Mulki; 5. Soczewki piasku między glinami  $M_1$  i  $M_2$  glaciału środkowo-polskiego; 6. Iły brunatno-żółte zbliżone do glin  $M_2$ .



zółtej z glazikami. Obie serie piasków wypełniają tu dolinę dyluwialną, w którą wcięła się dzisiejsza rzeka.

Na północ od Strykowa, w kierunku wsi Osse, i w okolicy po drodze do Bronina, tuż pod glebą leżą ciemnozielone gliny morenowe z przerostami białego marglu, a w dolinie rzeki Mroźnicy i we wsi Kielminy na powierzchnię wychodzą pstre gliny trzeciorzędowe na poziomie około 192 m.

Badania glin i związane z nimi w roku ubiegłym wiercenia we wsi Smolice pod Strykowem dostarczyły mi jeszcze jednego pewnego dowodu występowania w piaskach i żwirach fluwiogłacjalnych, starszych od ostatniego interglacjalu na ziemiach Polski środkowej, słodkowodnego ślimaka wód zimnych biejących, jakim jest *Paludina diluviana*. Właśnie znów w pobliżu rzeki Moszczenicy mamy ciekawy przykład wymycia przez wody fluwiogłacjalne moreny młodszego stadium zlodowacenia środkowo-polskiego i osadzania piasków i żwirów, oznaczanych na załączonej figurze 10 cyfrą 3. Grubość tego pokładu dochodzi do 5—6 m, przy czym w spągu grubych żwirów leżą drobne żwiry na przemian z piaskami, różnie uwarstwione, względnie same piaski o uwarstwieniu bardziej spokojnym. Wybrane dwa przekroje wzdłuż autostrady są od siebie odległe o 150 m i posiadają kierunek NW—SE. Na profilu od góry widoczne jest głębsze wcięcie się fluwiogłacjalu w gliny morenowe, a na dolnym profilu, bliżej rzeki położonym, większe rozmycie glin i sedymentacja piasków i mulków na rozmytej morenie. Znalezione tu trzy sztuki dobrze zachowanej paludyny o niezniszczonych ujściach należą do typu *pyramidalis*, które to formy na terenie Polski Środkowej są liczniejsze niż formy typu *fasciatus*.

#### DOMANIEWICE — UCHAŃ GÓRNY

Poziomica 132 m odcina wał domaniewicko-uchański i północno-wschodnią część płyty pszczonowsko-skierniewickiej od rozległej równiny łowicko-warszawskiej. Morfologicznie granica ta rysuje się zupełnie wyraźnie na linii Domaniewice, Reczyce, Kalenice, Pszczonów i Maków, a zaciera się około Skierniewic, gdzie teren obniża się do 124 m.

Na wale domaniewicko-uchańskim mamy kilka szczytów od 173 do 179 m, a na płycie z moreny dennej pszczonowsko-skierniewickiej na pierwszym planie wyniosłości do 150 kilku metrów, a na dalszym planie do 204 m pod Lipcami i 178 m pod Godzianowem. Poziomica 137 m jest prawie granicą dla glin brunatno-czerwonych i jasnych glin siwo-zielonych. Mniej więcej na tej wysokości jest poziom wodonośny tak, że studnie dochodzące do glin siwo-zielonych tłustych posiadają stale wodę, a źródła potoków leżą przeważnie na opisywanym obszarze w poziomie 137—150 m.

Wał domaniewicko-uchański, rysujący się wyraźnie między doliną rzeki Mrogi i doliną rzeki Bobrówki, jest zbudowany na długości około 10



km ze żwirów i piasków różnie wykształconych, często przewarstwionych żwirami, bądź zawierających sporadycznie glazy niewielkie; barwa ich przeważnie rdzawo-żółta. Wspomniany utwór piaszczysto-żwirowy leży tu warstwą ponad 20 m grubą. W pobliżu toru kolejowego w Domaniewicach żwiry grube schodzą poniżej poziomu 119 m jeszcze kilka metrów głębiej. Na linii Głowno—Czatolin gliny morenowe leżą na poziomie 145—136 m, a w stropie ich warstwa piaszczysto-żwirowa do 35 m (fig. 11). W kierunku Uchania Górnego gliny wznoszą się stopniowo wyżej i osiągają poziom w pobliskiej wsi Trzcianca 160 kilka metrów, przechodząc w gliny brunatnoczerwone. Dalej na południe, w Teresinie, Mszadli, Mikulach, Kotulinie gliny przekraczają wysokość 200 m, która to wysokość dla tych glin utrzymuje się aż do Rogowa, gdzie grubość ogólna glin, przedzielonych 3 m warstwą piasku wynosi do 82 m (wg Rychłowskiego), na wschód zaś od stacji kolejowej w Rogowie górny pokład gliny morenowej brązowej liczy od 6 do 14 m.

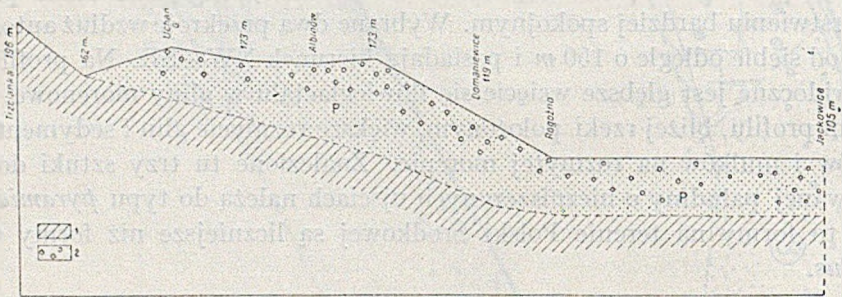


Fig. 11

Przekrój podłużny z południa na północ przez wał domaniewicko-uchański  
1. Piaski z glazami i żwiry różnie warstwowane; 2. Osady moreny dennej.

W kierunku północnym obniżenie wału domaniewicko-uchańskiego z utworami żwirowymi zaznacza się pod wsią Rogoźnią i Dąbkowicami do 102 m, między którymi w dolinie Bobrówki Pobocznej leżą dwa duże stawy rybne: Okręt ponad 1 km<sup>2</sup> i Rydwan o połowę mniejszy. A w oddaleniu 14 km od toru kolejowego w Domaniewicach leżą Jackowice, gdzie Rychłowski podaje poziom trzeciorzędu na 0 m i miąższość dyluwium 105 m; przy czym górną warstwę stanowią piaski, żwiry i glazy do 21 m grubości.

#### KALENICE — LYSZKOWICE — PSZCZONÓW

Wieś Kalenice leży zasadniczo w dolinie rzeki Bobrówki, częściowo jednak leży przy trakcie do Pszczonowa, a częściowo rozrzucona jest po scaleniu gruntów na wschodnich zboczach wału domaniewicko-uchańskiego. Najwyżej położona jest kolonia Lechowice między Uchaniem Górnym a Kapera



do wysokości 168 *m* n. p. m., na glinie brunatno-czerwonej, miejscami silnie spiaszczonej, gdzie są większe spadki. Wyższe miejsca po Uchań i Trzciankę usiane są pagórkami z piasków, żwirów i kamieni. Miejsca poniżej 150 *m*, stanowiące pagórki niżej położone, oderwane od płyty dyluwialnej, bądź stoki na krawędzi tej płyty są wypełnione żwirami i piaskiem. Gliny brunatno-czerwone dość kamieniste, w miejscach pociętych wąwozami i dolinkami są dość suche i chude, a zarazem twarde, zbite jak skała, tak że kopanie studzien jest i uciążliwe i często bezowocne. Dopiero w miejscach niższych jest łatwiej o wodę i to o stały poziom wody w studni dopiero na poziomie glin szaro-zielonych. Nad łąką po wschodniej stronie traktu brzezińskolowickiego, w pobliżu sadzawki gospodarza Jassy, naprzeciw wzgórka żwirowego 153 *m*, na poziomie 140 *m* wykopano studnię głęboką na 4 *m* w piaskach zielonawo-szarych. Dno studni stanowią ily siwe. W kierunku południowo-zachodnim od tego miejsca, tuż przy trakcie brzezińskim, gdzie jest przecięta dolinka między wyniosłymi punktami 179 i 151,5 *m*, którą płynie tzw. struga Wierzbińska, jest dość silne źródło wody artezyjskiej na poziomie 140 *m*, zasilającej poważnie staw młyński. Cukrownia w Łyszkowicach, która korzysta z wód Bobrówki, wykonała tu kilkumetrowe wiercenie, celem powiększenia dopływu wody źródlanej. Zapuszczono tu rury 6 calowe do głębokości 8 metrów. Świder przebił 5 metrową warstwę zielono-siwej gliny morenowej i 3 metrową warstwę piasku kwarcowego jasnego i natrafił na podkład kamienisty. Piasek przeważnie drobny z ziarn kwarcu przezroczystego bezbarwnego, czasem żółtego z domieszką skaleni różowych i amfiboli. Ponad źródłem, jeszcze dalej w kierunku północno-zachodnim na wzgórzu 151,5 *m* widoczne są już gliny brunatno-czerwone. Idąc drogą, prowadzącą z Główna obok tego wzgórka do Starej Wsi, spotykamy na poziomie 137 *m* cegielnię Zawadzkiego. W dole 4 *m* głębokości, wykopanym jeszcze w glinie brunatno-czerwonej, widać gliny szaro-zielone, które cegielnia eksploatuje. Pośrodku wsi, nad rzeką na poziomie 132 *m* występuje ily siwo-zielony. Pod-

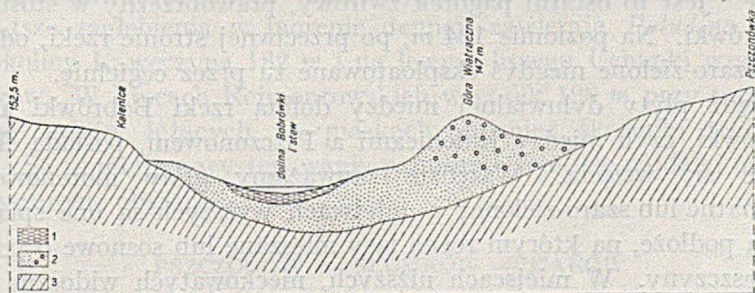


Fig. 12

Przekrój geologiczny przez okolice Kaleniec

1. Osady moreny dennej; 2. Piaski grube pokryte żwirami z *Paludina diluviana*; 3. Warstwy ily zielonego pokryte torfem kopalnym.



ręczny świder 2 metrowy przebił tę warstwę, docierając do piasków szarych, kwarcowych, z domieszką skaleni (fig. 12).

Tuż przy samym młynie, o 3 m poniżej poziomu dna stawu, na wysokości 131 m znów występuje il siwo-zielony, którego świder 2 m nie przebił. W kilku innych dalszych punktach, w obrębie młyna, il ten został odwiercony. Przy odwiercaniu, jak i przy zakładaniu fundamentów pod służę betonową, przy młynie ily te zostały stwierdzone a pod nimi piasek szary silnie stłoczony, zwany przez ludność miejscową „szur“. Na ile leży warstwa masy torfiastej do 40 cm przykrytej przez grube, szare piaski. Analiza iltu wykazuje kwarc przezroczysty, opalowy, czasem różowy lub żółty, niekiedy ziarna amfibolu, skalenia brak. Ziarna posiadają wielkość nieznaczną do  $\frac{1}{125}$  mm i drobniejsze. Zdarzają się w ile grubsze otoczaki kwarcu lub wapienia, lecz tylko w górnej jego części. Na wschód od młyna, w kierunku osady młyńskiej teren się podnosi i ponad stawem osiąga w szczycie góry wiatracznej wysokość 148 m. Otóż zauważyłem tu taką kolejność od dołu do góry: nad iltami bezpośrednio leżą piaski o ziarnie 1 mm średnicy tejże barwy zielonawej; wyżej leży piasek białozółty o ziarnie jeszcze grubszym do 1,5 mm i rdzawo-żółty. Grubość tej serii piasków wynosi do 5 m, sporadycznie znajdują się w tych piaskach większe głazy do 40 cm średnicy. Ponad piaskami leżą piaski rdzawo-żółte, żwirowe, przechodzące ku górze w żwir z głazami, zawierający do 33% materiału wapiennego lub marglowego. Ta seria żwirów, bądź piasków żwirowych obfituje w *Paludina diluviana* i liczne skamieniałości sylurskie i kredowe, pochodzące z narzutniaków. Niżej o 7 m ku północy, przy drodze do Pszczonowa, na posesji Bartoszewicza podobna odkrywka w żwirze wapnistym również dała sporo skorup wymienionego wyżej ślimaka.

Przedłużeniem tych dwu odkrywek jest duża odkrywka na wzgórku 132 m o kilometr pod Łyszkowicami, będącymi już na poziomie 124 m, a więc już na równinie łowicko-warszawskiej. W odkrywce tej, podobnie jak w poprzednich, znajdowałem skorupki *Paludina diluviana* dość duże i dobrze zachowane. Jest to ostatni pagórek żwirowy, prawobrzeżny w stosunku do rzeki Bobrówki. Na poziomie 124 m, po przeciwnej stronie rzeki, odsłaniają się gliny szaro-zielone niegdyś eksploatowane tu przez cegielnię.

Krawędź płyty dyluwialnej między doliną rzeki Bobrówki a doliną rzeki Borówki, czyli między Kalenicami a Pszczonowem, posiada słabo zaznaczające się wcięcia. Wszędzie zauważamy gliny morenowe, czerwono-brunatne lub szaro-zielone; w miejscach wyższych są one spiaszczone i stanowią podłoże, na którym rosną lasy mieszane lub sosnowe o podszyciu grabu i leszczyny. W miejscach niższych, nieckowatych widoczne są łąki torfiaste; na równinach zaś są żyzne gleby. Poziom glin morenowych w kierunku południowym pod Retniowcem i Płyćwią oraz pod Lipcami Rejmontowskimi wznosi się do 171 i 196 m. U północnej krawędzi lasów lipeckich, pod wsią Bobrową zaczyna się rzeka Bobrówka na poziomie glin morenowych, na wyso-



kości 162 m, której dolina od razu zaznacza się wyraziście między wspomnianą płytą a wałem domaniewickim. Pod Retniowcem wypływa znów Borówka.

Na przestrzeni między Lipcami Rejmontowskimi a Pływią i wsią Święte widoczne jest obniżenie w terenie, silnie zaznaczające się wzdłuż toru kolejowego, stanowiące głęboką dyluwialną dolinę, którą wykorzystuje dziś rzeka Uchanka. W dolinie tej leżą piaski wodonośne, bardzo mialkie do kilkudziesięciu metrów; najgłębsze studnie do 30 m nie docierają do innego materiału. Ostatnio zbadane przeze mnie dwie nowe studnie w Lipcach, w pobliżu toru kolejowego dały mi następujący profil na wysokości 190 m: do 10 m piaski żółte o grubości ziarna do  $\frac{1}{20}$  mm, niżej tejsze grubości piaski wodonośne o barwie siwobiałej, nie kończące się na 30 m. W odległości kilkuset metrów, nieco wyżej: 192—196 m, w miejscu, gdzie tor tworzy łuk ostry, po obu stronach toru w Lipcach i kol. Lipce Sapy na poziomie 192 m wykopano ostatnio trzy studnie, głębokie do 24 m. Tu pod warstwą glin czerwono-żółtych 4—6,5 m stwierdziłem do 3 m piasku żółtego z glazami; niżej do 4 m glin czarnych, tłustych, plastycznych ze szczątkami roślin wodnych i kawałkami drzewa — lignitu oraz parą skrzydeł żuka; w spągu tych glin, zawierających również z rzadka małe otoczaki krystalików i krzemieni, leży warstwa do 3 m ilu plastycznego, kruchego, warstwowanego, barwy szaro-żółtej z odcieniem zielonawym i białymi plamkami, typu warwowego, leżącego na mialkich piaskach, podobnych do opisanych w dwu pierwszych studniach. Jest to niewątpliwie przedostatni interglacjał Masovien I (Mindel-Riss).

Gliny moreny brunatno-czerwonej w okolicy Pływi wznoszą się do 185 m, a zielono-szara glina odsłonięta w korycie rzeki Uchanki w Woli Drzewieckiej na Żabieńcu leży w poziomie 136 m. Po obu stronach toru kolejowego w Pływi teren jest bardzo urozmaicony, nie tylko pod względem morfologicznym, lecz i pod względem budowy geologicznej. Luźne, wyniosłe wzgórza są albo wymodelowane przez czynniki erozyjne w glinie morenowej, albo są pagórkami żwirowymi moreny czołowej; żwiry i piaski żwirowe, wypełniające płytsze zagłębienia w morenic dennej, zawierają *Paludina diluviana*, np. w okolicy Kawęczyna 182 m i na lewym brzegu Uchanki wzgórze obok zagajników. W Lipcach Rejmontowskich wzgórek 198 m przy torze, zbudowany ze żwirów leżących na piaskach, również skorupki tego ślimaka zawiera. Są to miejsca występowania paludin, wysunięte najdalej na południe na opisywanym obszarze.

#### PSZCZONÓW — SŁOMKÓW — MAKÓW

Równinę dyluwialną w pobliżu Skierniewic przecinają doliny rzek: Borówki przepływającej przez Pszczonów, Uchanki płynącej przez Słomków i Zwierzyniec, Skierniewki przepływającej przez Dąbrowice i Stachlew. Od kościoła w Pszczonowie teren się wyraźnie wznosi ponad dolinkę rzeki



Borówki, a między tą dolinką a doliną rzeki Uchanki garb wału trzykrotnie unduluje, dosięgając w szczycie pośrodku kolonii Pszczonów 137 *m*. Ukazują się tu wyraźnie spod przykrycia piasków z glazami gliny brunatno-czerwone. Niższe wały w kierunku Uchanki są zbudowane z piasków białozółtych z soczewkami, bądź przewarstwieniami żwirów, zawierających paludinę. Ostatni fałd wału oddziela od doliny Uchanki kotlinowate zagłębienia, gdzie wytworzyło się torfowisko.

Przy drodze polnej w stronę Makowa, która zaczyna się od zakrętu szosy, spotykamy niewielką równinę, gdzie w odległości 1 *km* od wsi i szosy wznosi się charakterystyczny wał lukowato wygięty, u podnóża którego na poziomie 134 *m* jest odkrywka gliny zielonawej z rdzawymi plankami, tłustej, zawierającej duże glazy. Nieco wyżej, gdzie droga przecina wał, glina się nie kończy, lecz nabiera barwy rdzawo-czerwonej. Wał ten dosięga 141 *m* i w szczycie jest silnie przemyty, zwietrzały, dając żwir limonitowy z licznymi kongrecjami limonitowymi. W żwirze z rzadka spotyka się paludinę. Wał ten jest krańcowym obniżeniem wyżyny skierniewickiej ku równinie warszawsko-łowickiej. Południowym ramieniem tego wału schodzi się do innego wału podłużnego, równoległego do wsi i szosy, mającego do 1 *km* długości. Wał ten przekopano pośrodku wykopem szerokości 20—30 *m* dla eksploatacji żwiru i grubego piasku dla rozbudowy i utrzymania torowisk kolejowych. Na przedłużeniu tego wału żwirowisko ciągnie się dalej na południe w głąb dawnej „bażantarni“.

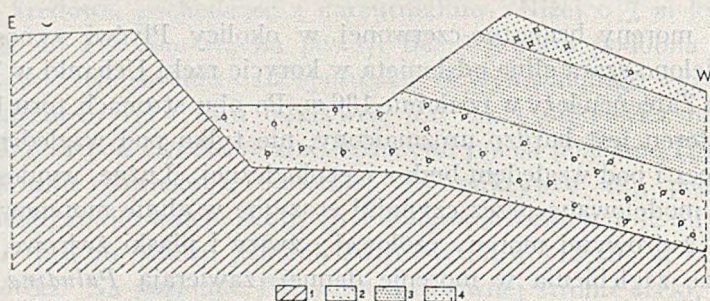


Fig. 13

Przekrój poprzeczny przez wał morenowy w Słomkowie

1. Glina morenowa; 2. Piaski żwirowe szare z *Paludina diluviana*, z kawałkami drzewa zwęglonego i masą węglową; 3. Piaski bardzo drobne, białe, kwarcowe do  $\frac{1}{20}$  *mm* z ciemnymi smugami humusu, delikatnie uwarstwione; 4. Piaski rdzawo-żółte, żwirowe, uwarstwione.

Wspomniany wał podłużny, podzielony jest rozkopem na dwie części różne co do budowy geologicznej; wschodnia strona — to gliny morenowe, a zachodnia — utwory fluwioglacjalne. Gliny wznoszą się do 145 *m*, są barwy czekoladowej, miejscami czerwonej, zawierają małe glazy, żwir i są dość chude na krawędzi. Odpowiednikami ich w „bażantarni“ są również gliny. Pomiędzy jednymi i drugimi płatami gliny jest przerwa około 500 *m*, wy-



pełniona utworami fluwioglacjalnymi i fluwialnymi. W „bażantarni“, u podnóża glin, jest duże żwirowisko z grubego materiału, obfitującego w paludinę.

Utwory fluwioglacjalne pośrodku wału dochodzą do 148 i 149 m i dają ciekawe profile (fig. 13). Górą leżą piaski białoszare, żwirowe, niżej limonitowe i znów szare warstwą do 1,5 m wraz z cienką warstwą gleby. Pod tymi piaskami leży warstwa 4—4,5 m piasków bardzo drobnoziarnistych do  $\frac{1}{20}$  mm kwarcowych, z przewagą kwarcu przezroczystego i miodowo-żółtego (do 25%); spotykają się ziarna skalenia różowego i ciemne ziarna amfibolu i glaukonitu i widoczne są smugi bardzo delikatne, ciemne z zawartością jakby pyłu roślinnego pochodzenia. Piaski te są uwarstwione bardzo delikatnie co 4—5 mm i wykazują upad na zachód. W spagu ich leżą żwiry białoszare z *Paludina*, ku dolowi przechodzące w piasek żwirowy, limonitowy i wreszcie znów w szary piasek żwirowy. Między tymi ostatnimi warstwami piasku żwirowego znajdują się kawałki drzewa i części zwęglone na czarno, stanowiące bezkształtną masę (fig. 13). Miałkie piaski, miejscami w innej części wału (póln.), posiadają soczewki żwiru drobnego, szarego i wyklinowują się do mniejszej grubości. Położenie tej serii piaszczysto-żwirowej na glinie morenowej pokazuje jeden z profilów dawniej zanotowanych, gdy żwirownia była czynna (fig. 14). Ogólna miąższość serii piaszczysto-

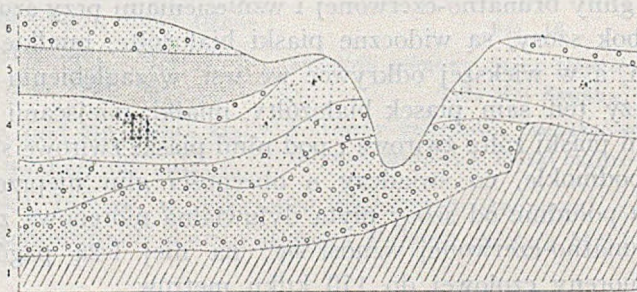


Fig. 14

Przekrój podłużny części zachodniej wału w Słomkowie w jego środku

1. Gлина morenowa; 2. Żwir piaszczysty z *Paludina diluviana*; 3. Piaski przewarstwione żwirami; 4. Piaski szare uwarstwione; 5. Piaski białoszare drobne; 6. Piaski szare lub żółte z glauzykami.

żwirowej przekracza 8 m w części środkowej. W kierunku południowym, przy szosie widać jak piaski białożółte, miałkie wyklinowują się w kształcie soczewki, ustępując miejsca żwirom, których przedłużeniem są żwiry „bażantarni“. Jest to w ogóle soczewka bardzo miąższych piasków pośród żwirów lub piasków żwirowych. Na uwagę zasługuje jeszcze fakt, zaobserwowany również dawniej w „bażantarni“, gdy eksploatowano najgłębsze warstwy żwiru. Zauważyłem tam poniżej 137 m warstwę szaro-zielonej gliny z glazami, przykrytej z wierzchu gruboziarnistym piaskiem żwirzastym, szarym, poziomym uwarstwionym, miąższości do 2 m. Wyżej leży 3 m zielonawa glina bez glazów,



grubo przykryta w stropie przez piaski rdzawo-żółte, żwirowe (fig. 15). Miejscami warstwa gliny zielonej jest przerwana i piaski górne łączą się z warstwą dolnych żwirów. Z tego wynika, że glina szaro-zielona jest dwudzielna; górnej warstwie odpowiada po stronie północnej szosa glina brunatna wyniesiona do 149 *m*, również pozbawiona większych głazów, a dolnej warstwie szaro-zielona glina w odkrywce u podstawy wału po stronie północnej, na poziomie 140 *m*, przy bocznej drodze ze Słomkowa do Makowa. Po drodze

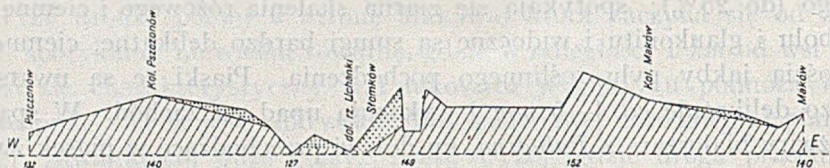


Fig. 15

Przekrój poprzeczny przez krawędź płyty plejstoceńskiej pod Skierniewicami. Piaski i żwiry fluwioglacjalne w dolinie rzeki Uchanki zawierające *Paludina diluviana*.

do Makowa, na wschodnim zboczu wzniesienia 152 *m* są małe odkrywki w piasku; wzgórze samo zbudowane z glin brunatnych. Między tym wzgórzem i centrum wsi na północ od szosy są kotliny bezodpływowe między pagórkami z gliny brunatno-czerwonej i wzniesieniami przy szosie. W dwóch miejscach, obok szosy, są widoczne piaski białozółte, miałkie, podobne do słomkowskich, a w większej odkrywce we wsi, w zagłębieniu między gliną morenową leży ten sam piasek białozółty, miałki, miejscami przechodzący w less, na nim piaski żółte żwirowe i pod nimi piaski żwirowe szare, wreszcie limonitowe podmokłe, co świadczy o obecności glin nieprzepuszczalnych w spągu. Na południe od szosy płyta dyluwialna morenowa z odkrywkami w glinie brunatno-czerwonej wznosi się; na niej leżą pagórki żwirowe, stożkowe, moreny czołowej do 170 kilku metrów.

W Świętym, przy młynie, po drodze do Pływi, u stóp czerwono-brunatnej gliny leżą wielkie głazy granitowe. Lewy brzeg Uchanki pokryty jest wydłami.

#### GRÓJEC — WARKA — SIENNICA

Szosa z Grójca do Mszczonowa przecina pasmo wzgórz, ciągnących się z NE na SW, u podstawy których leżą gliny morenowe, barwy rdzawo-zielonawej, na powierzchni przeważnie spiaszczone. Wzgórza te zbudowane są z piasków szarych, żwirowych, w spągu przeważnie poziomo uwarstwionych lub nieznacznie zakłóconych. Wyżej piaski są przewarstwione silnie żwirem z głazami, a w stropie ich leżą te same piaski żwirowe, silnie zlimonityzowane. Wzgórza te wznoszą się powyżej 158 *m*, a grubość utworów piaszczysto-żwirowych wynosi do kilkunastu metrów. Jedna odkrywka znajduje się tuż przy cmentarzu żydowskim; dwie większe odkrywki są dalej



na południe od szosy Grójec—Mogielnica, w stronę Małej Wsi. W jednej z tych odkrywek, głębokiej do 12 m, widoczne są u dołu szare, gruboziarniste piaski z cieniutkimi warstewkami drobnego żwiru przeważnie poziomo uwarstwione; wyżej piaski te przewarstwiają dość gruby żwir z głazami; w stropie znów te same piaski ze żwirem i głazami barwy rdzawo-czerwonej, ciemnej. W piaskach tej odkrywki znalazłem kilka dobrze zachowanych skorup paludin. W odkrywce, w Małej Wsi piaski drobniejsze i z lekka przewarstwione żwirem, poziomo uwarstwione dominują; ponad 8 metrową lawicą tego piasku leży 2—3 m piasku rdzawo-żółtego ze żwirem grubszym i nielicznymi głazami. Wapiennych, większych głazów sylurskich czy kredowych na ogół bardzo mało.

Na zachód od Warki, w odległości 2 km leży podobne wzgórze żwirowe, a na południowy zachód nad Pilicą odsłaniają się gliny morenowe miejscami dwudzielne, przewarstwione piaskiem białym, drobnym, warstwą do 4—8 m. W spągu tych glin widoczne drobne piaski białe, a nad poziomem rzeki rdzawo-żółte, uwarstwione. Miąższość ich przekracza 3 m (fig. 16).

W Siennicy, pod Mińskiem Mazowieckim, na wschód od cmentarza, na wysokości 158 m, w odkrywce piaszczysto-żwirowej znalazłem 2 sztuki dobrze zachowanych skorup ślimaka *Valvata cristata* Müll.

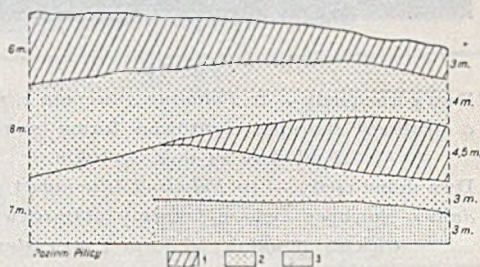


Fig. 16

Przekrój pionowy przez plejstocen nad Pilicą  
kolo wsi Szwabry

1. Osady morenowe brunatno-żółte; 2. Piaski białe drobne; 3. Piaski bardzo drobne żółte.

## II. OPIS FORM

Posiadane przeze mnie paludyny stanowią część tego, co posiadałem w 1939 r., bowiem dawniejsze, w liczbie około 200 sztuk, będących w opracowaniu, wraz z notatkami uległy spaleni, a w tych samych odkrywkach dyluwalnych o świeże jest już trudniej. W każdym razie ponownie zebranych mam około 100 sztuk, nie licząc odłamków. Z dawniejszych, przypadkiem zachowały się częściowo zdjęcia fotograficzne.

Będąc w ponownym opracowaniu paludyny mogę podzielić na dwie grupy (fig. 17). Jedna grupa to paludyny zbliżone do typu niemieckich czy angielskich, bardziej smukłe, przypominające formy zbliżone do *pyramidalis* (Franz 4). Druga grupa, to formy bardziej szerokie, zbliżone do *fasciatus* o grubszej skorupce i większym kącie nagięcia dolnej skrętki, podobne do opisywanych przez Mentzla (29), jako *fasciatus crassus* z Pomorza. Zarówno w jednej, jak i w drugiej grupie egzemplarze młodsze wykazują kąt nagięcia dolnej



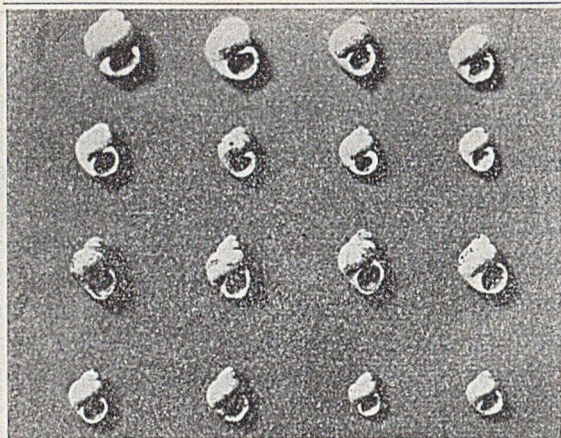


Fig. 17

Dwa górne rzędy — to *Paludina diluviana* t. *fasciatus* o grubszej skorupce; zarówno formy starsze jak i młodsze są dość szerokie.

Dwa dolne rzędy — to *Paludina diluviana* t. *pyramidalis* o skorupce cieńszej; formy starsze wykazują większą smukłość od form t. *fasciatus*.

Szczyt ostatniego skrętu albo silnie stępiony, albo w ogóle utracony. Wszystkie posiadane egzemplarze mają zniszczoną zewnętrzną skorupkę (fig. 18), a na zachowanych częściowo w okolicy dolka osiowego lub na szwach skrętów zachowały się ślady urzeźbienia bardzo delikatnego w postaci wąskich rowków, odgraniczających szerokie na 2,0 mm listewki. Urzeźbienie to u niektórych egzemplarzy przypomina okazy *a* i *b* w szeregu plioceńskich paludin sławońskich podanym przez Neumayra (30).

Przeciętna smukłość ( $H:B$ ) dla 10 sztuk większych pierwszej grupy stanowi 1,32, a dla 10 sztuk grupy drugiej — 1,26.

Stosunek wysokości ujścia ( $h$ ) do wysokości ogólnej ( $H$ ) waha się w grupie pierwszej od 0,35 do 0,55, a w grupie drugiej od 0,44 do 0,50.

Ciężary dla okazów w grupie pierwszej, z wyjątkiem największego egzemplarza, którego oryginału nie posiadam, tylko zdjęcie fotograficzne 1:1, wynosi od 0,17 do 1,65

skrętki większy, niż egzemplarze starsze, lepiej rozwinięte. Formy typu *pyramidalis* posiadają kąt nagięcia od  $22^\circ$  do  $44^\circ$ , a formy typu *fasciatus* wykazują kąt od  $33^\circ$  do  $48^\circ$ . Podobnie grubość skorup u typu pierwszego waha się od 0,4 milimetra u egzemplarzy młodszych do 1 milimetra u egzemplarzy starszych: grubość skorup u typu drugiego waha się od 0,9 do 1,5 mm w dolnej części ujścia. Przy czym jeszcze wyraźniej zaznacza się grubość skorupy u typu drugiego, w środkowej części dolnego skrętu (2,0—3,0 mm). Dolek osiowy u obu form do połowy zakryty i zaznaczony słabo.



Fig. 18

Górny rząd reprezentują paludiny typu *fasciatus*, a dolny paludiny typu *pyramidalis*, widziane po przeciwnej stronie ujścia.



grama, a dla okazów grupy drugiej od 0,46—1,80 grama, a nawet nie objęta wykazem sztuka waży 2,68 grama.

Wzór postaci kierunkowej (linia charakterystyczna) na szerokość w zależności od wysokości dla grupy pierwszej dla 20 wybranych egzemplarzy lepiej zachowanych  $B = 0,63 \cdot H + 1,86 \text{ mm}$ , a dla 10 egzemplarzy grupy drugiej  $B = 0,72 \cdot H + 0,96 \text{ mm}$ .

Formy te żyły w bystrych potokach wód interglacjalnych i dlatego, jak w swoim czasie poinformował mnie znany malakolog, doc. Poliński, są to formy skarłale.

#### Dane morfometryczne dla grupy paludin typu pyramidalis

Nr	Ilość skrętów	Wysokość H	Szerokość B	Smukłość H : B	Kąt nagęcia skrętu	Ciężar w g	Grubość	Wys. ujścia h Wys. skorupy H	Miejscowość
1	5	20,5	15,0	1,36	24°	1,62	0,8	0,45	Grójec (Mała Wieś)
2	4	18,0	12,5	1,44	25°	1,65	0,9	0,44	Kalenice
3	3*	17,2	12,2	1,40	26°	1,05	0,9	0,42	Kalenice
4	4*	17,0	12,2	1,39	26°	1,12	0,9	0,35	Lyszkowice
5	5	15,0	11,0	1,32	27°	0,95	0,8	0,47	Słomków
6	4*	14,6	11,2	1,30	28°	0,55	0,7	0,55	Płyćwia
7	4*	14,0	10,2	1,37	30°	0,52	0,7	0,52	Płyćwia
8	4	12,5	10,2	1,22	32°	0,66	0,6	0,48	Lyszkowice
9	3	12,2	9,2	1,32	32°	0,61	0,4	0,41	Kalenice
10	4	11,4	9,2	1,24	34°	0,44	0,6	0,42	Słomków
11	4*	11,2	9,0	1,24	38°	0,43	0,6	0,55	Zgierz (Sowice)
12	4*	10,8	8,9	1,22	34°	0,27	0,6	0,48	Kalenice
13	4	10,8	8,7	1,24	30°	0,35	0,7	0,51	Kalenice
14	4*	10,0	8,5	1,18	30°	0,43	0,6	0,48	Słomków
15	3*	9,8	9,0	1,09	30°	0,43	0,6	0,49	Lyszkowice
16	4	9,0	8,0	1,12	37°	0,26	0,6	0,44	Kalenice
17	2*	9,0	7,1	1,30	38°	0,25	0,5	0,44	Kalenice
18	3	7,0	6,0	1,16	40°	0,25	0,5	0,45	Płyćwia
19	4	6,5	5,2	1,21	40°	0,21	0,4	0,46	Słomków
20	3	6,0	5,3	1,13	42°	0,17	0,4	0,54	Kalenice

Wzór linii smukłości:

$$H_2 : B_2 = 15,99 : 11,99$$

$$H_1 : B_1 = 9,01 : 7,57$$

$$B = 0,63 \cdot H + 1,86 \text{ mm}$$



## Dane morfometryczne dla grupy paludin typu fasciatus

Nr	Ilość skrętów	Wysokość H	Szerokość B	Smukłość H : B	Kąt nagęcia skrętu	Ciężar w g	Grubość	$\frac{\text{Wys. ujścia h}}{\text{Wys. skorupy H}}$	Miejscowość
1	3*	17,5	14,5	1,20	38°	1,80	1,2	0,45	Kalenice
2	3*	17,3	13,2	1,24	40°	1,64	1,2	0,44	Kalenice
3	4	16,0	12,5	1,28	40°	1,31	1,2	0,46	Kalenice
4	3	15,8	11,5	1,37	33°	0,86	1,0	0,48	Kalenice
5	4	14,2	11,2	1,26	39°	0,87	0,9	0,44	Łyszkowice
6	4	13,6	10,8	1,26	40°	0,75	1,2	0,49	Słomków
7	3	13,0	10,3	1,26	39°	0,70	1,0	0,50	Kalenice
8	3*	12,5	10,0	1,25	40°	0,71	1,2	0,46	Kalenice
9	4	11,8	9,3	1,26	42°	0,46	1,0	0,49	Zgierz
10	3	13,0	10,2	1,26	42°	0,74	—	—	Słomków

Wzór linii smukłości:

$$H_2 : B_2 = 16,16 : 12,58$$

$$H_1 : B_1 = 12,74 : 10,12$$

$$B = 0,72 \cdot H + 0,96 \text{ mm}$$

## Zestawienie danych odnośnie form paludin dyluwialnych w Europie

Miejsce występowania	Ilość skrętów	Smukłość H : B	Kąt nagęcia skrętu	$\frac{\text{Wys. ujścia h}}{\text{Wys. skorupy H}}$	Grubość	Ciężar w g	Wzór linii smukłości
Anglia—Clacton	5	1,34	23°		mała		$B = 0,67 \cdot H + 3,6 \text{ mm}$
Niemcy	Mosbach	5	1,34				$B = 0,68 \cdot H + 1,7 \text{ mm}$
	Berlin	5	1,28	24°			$B = 0,55 \cdot H + 3,9 \text{ mm}$
	Poczdami	5	1,42	20°	0,43 0,69	więk- sza	$B = 0,31 \cdot H + 7,75 \text{ mm}$
Polska środkowa	3—5	1,32	22°—44°	0,35 0,55	0,4 1,0	0,17 1,65	$B = 0,63 \cdot H + 1,86 \text{ mm}$
	3—5	1,26	33°—48°	0,44 0,60	0,9 1,5	0,46 2,68	$B = 0,72 \cdot H + 0,96 \text{ mm}$



### III. PALUDINA DILUVIANA NA TLE FORM PREGLACJALNYCH

Rodzina *Paludinidae* Grey'a, mająca szerokie rozprzestrzenienie na świecie i różne co do wielkości i kształtów skorupki, posiada przedstawicieli takich, jak: typowa *Paludina* L a m. z ilów leśnych, cienko-skorupowa, gładka, *Vivipara* L a m., północno-amerykańska gruboskorupowa, gładka, z wewnętrzną wargą *Campeloma* R e f. oraz północno-amerykańska i chińska o skorupce kanciastej *Tulotoma* H a l d e m.

Neumayr (30) kreśli nam szereg form paludinowych o skorupkach gładkich, tulotomoidalnych z warstw pliocenu południowych Węgier, Sławonii, Kroacji, Rumunii i wyspy Cos.

W roku 1774 Müller wprowadza nazwę *Viviparus vivipara* i *Viviparus fasciata* (fig. 19) dla form gładkich, z których jedna posiada kształt kapsułki szerokiej, zakończonyj szpiczastym szczytem o cienkiej skorupce i małym dołku osiowym (znane z pliocenu Węgier, północnej Italii aż po środkową i dolną Wolgę) druga o kształcie owalnym, nieco wydłużonym, o tępym szczycie, grubej skorupce i silnie zaznaczonym dołku osiowym (znana nad północnymi brzegami Morza Czarnego, na Krymie i Kaukazie).

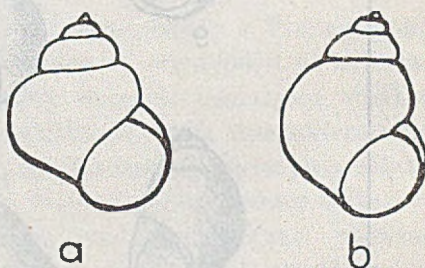


Fig. 19

- a — *Viviparus vivipara* Müll.  
b — *Viviparus fasciatus* Müll.

W 1928 roku Franz (4) podaje, że zarówno formy wysmukłe, jak i szerokie występują w Europie zachodniej w rozlicznych gatunkach i pochodzą od pospolitych ślimaków słodkowodnych *Beaumontianus* z górnej kredy, znanych z Rognac i Valon we Francji. Formy te niewiele się różnią od *Lentus* (Brander) z Barton Clay Hardwell w Anglii.

Za najświeższe formy południowo-europejskie uważa Franz formę *pyramidalis* — Kreise (*pyramidalis* i *ater*) z północnej Italii. Te dwie formy owych czasów — *viviparus* i *fasciatus* — mają pewną liczbę bliskich krewniaków, mieszańców z formami *pyramidalis* — Kreise, same jednak te formy zdaniem autora ze sobą prawdopodobnie się nie krzyżują.

Po ustąpieniu lodowca, obszar na północ od Alp i Karpat, oraz obszar Rosji północnej zamieszkują *viviparus* i *fasciatus* zmieszane z *pyramidalis*, a obszar Lombardii *viviparus* i *pyramidalis* — Kreise. Z obu tych obszarów na obszar wolny od lodów cisną się formy *fasciatus* i *pyramidalis*, gdzie utrzymują się nie jako czyste formy, lecz mieszane, którym nadawano miano *fasciatus* z osobliwościami. Berlińska *Paludina diluviana* uważa Franz (4),



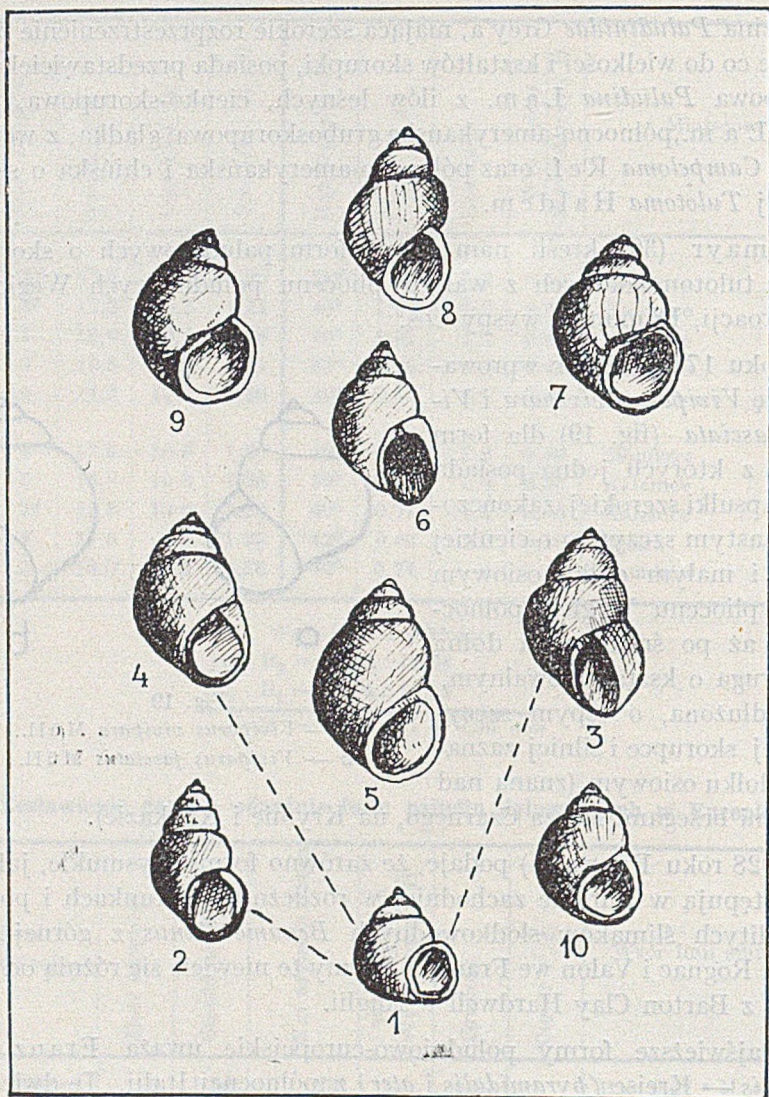


Fig. 20

Rozwój filogenetyczny *Paludina diluviana*

1. *Beaumontianus* z Rognac we Francji z górnej kredy; 2. *Cyclostoma antiquum* z weldu = *Paludina stuviatilis* Sow.; 3. *Paludina lenta* Sow. z oligocenu i eocenu Anglii; 4. *Leiostracus brusina* z pliocenu Sławonii; 5. *Paludina diluviana* Kennard z Clacton w Anglii; 6. *Paludina fasciata* z Mosbach pod Wiesbaden; 7. *Paludina varicosa* Bronn z warstw słodkowodnych pod Ulm = *Paludina duboisiana* lub *P. crassa* Mentzel; 8. *Paludina diluviana* Kunth z Rixdorf pod Berlinem; 9. *Paludina diluviana* t. *pyramidalis* z wyżyny skierniewicko-lódzkiej; 10. *Paludina diluviana* t. *fasciatus* z wyżyny skierniewicko-lódzkiej.



nie jak dotąd przyjmowano za podobną do dzisiejszej *fasciatus*, lecz raczej za recent *pyramidalis*, a jeszcze więcej jako recent *ater* i bliską innym *pyramidalis* — Kreise, lecz nie identyczną z żadną z nich. Natomiast *paludina duboisiana* Mentzel z Phöben w Brandenburgii zalicza Franz do *viviparus fasciatus*, uznając zarazem, że nie może być ścisłej granicy między fasciatusem na wschodzie, a duboisianusem na zachodzie. Na podstawie zestawienia obfitego materiału, Franz dochodzi do wniosku, że pień genealogiczny *Viviparidae* należy wyprowadzać od plioceńskich ślimaków *Leiostracus* (Brusina i 1874), jako najstarszego typu *Viviparidae*. Formie tej podobne są na zachodzie *burgundicus* (Tourn.) oraz *diluvianus* i inne młodsze formy. Niedaleko również stoi angielski *orbicularis* (Sowery 1818) z oligocenu albo i *lentus* Sow. z wyspy Wight (fig. 20).

Pośród form dyluwialnych gatunek *diluvianus*, znany z Europy południowej, Niemiec i Anglii, podobny do *leiostracus* występuje w utworach interglacjalnych. Skorupki jego nie wszędzie osiągają jednakową wielkość, grubość i ciężar, jak również różnią się smukłością, czyli stosunkiem wysokości do szerokości. Różnice te na ogół są nieznaczne, ale występują zależnie od miejsca znajdowania tych skamieniałości. Najlepiej może różnice te ilustruje podawana przez Franza, tak zwana linia charakterystyczna, wyrażona właściwą formułą matematyczną (Hohenbreitenformel). I tak np. *Diluvianus clactonensis* (Wood), albo *Paludina diluviana* z Clacton w Anglii opisana przez Kennarda i Woodwarda (1878 r.), jako identyczna z *diluvianus* podobna jest do *Paludina fasciata* z Mosbach pod Wiesbadenem, znajdującej w piaskach dyluwialnych. Ich smukłość wyraża się liczbami: 1,32—1,36 i 1,33—1,34. Linia charakterystyczna paludiny z Clacton  $B = 0,67 \cdot H + 3,6 \text{ mm}$ , a paludiny z Mosbach  $B = 0,68 \cdot H + 1,7 \text{ mm}$ .

Paludina z Mosbach, o której mówi się, że różni się od *fasciatus*, ale od form dyluwialnych się nie różni, niewiele się różni od berlińskich form spod Brauner i Rixdorf (Kunth), więcej zaś od poczdamskich form z Glintow. Różnica ta wyraża się smukłością form berlińskich: 1,18 — dla form starych 1,38 — dla form młodych, oraz smukłością form poczdamskich 1,27 — 1,57. Charakterystyczna linia dla form berlińskich  $B = 0,55 \cdot H + 3,9 \text{ mm}$  i dla poczdamskich  $B = 0,31 \cdot H + 7,75 \text{ mm}$ . A więc linia u form berlińskich jest bardziej stroma, niż u form z Mosbach czy angielskich, a jeszcze bardziej stromą linię wykazują formy poczdamskie. Grubość skorup u wszystkich wyżej wymienionych form jest nieznaczna; co do berlińskich powiedziano, iż są bardziej cienkie, niż formy poczdamskie.

*Paludina diluviana* z Westergeln w Saksonii, podana przez Franza, przypomina młodsze egzemplarze form berlińskich: jej kąt nagięcia stanowi około 37°. Odrębnie przedstawia się *Paludina duboisiana* Mentzel z piasków dyluwialnych Phöben w Brandenburgii. Franz zalicza ją do *viviparus fas-*



*ciatus* (z Casareto, *inflatus* z Krymu), posiadająca szczyt szpiczasty. Jej linia charakterystyczna  $B = 0,68 \cdot H + 4,2 \text{ mm}$ .

Jeszcze więcej różni się dyluwialna *hammeroides* n. sp. z margli lodowcowych z Nieder Schmon w Saksonii, podobna do plioceńskich *hammeroides*. Jest to duża do 5,5 cm forma piramidalna o sześciu skrętach. Analogiczna forma cytowana jest z Halle. Szczyt posiada na pół szpiczasty: kąt nagięcia środkowej skrętki  $25^\circ$ , a górnej  $30^\circ$ , smukłość jej 1,46. Jest to zatem forma różna od paludin dyluwialnych wyżej opisanych.

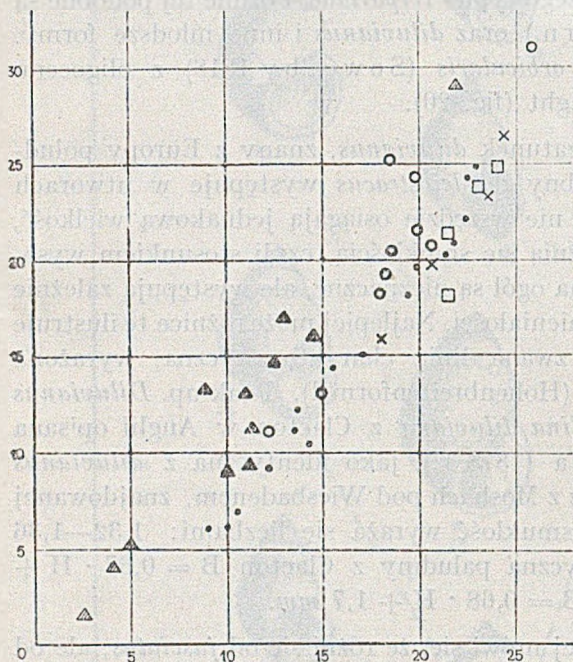


Fig. 21

Wykres geometryczny stosunku wysokości i szerokości dla europejskich paludin dyluwialnych wg Franza (4) z włączeniem danych autora

○ Clacton; □ Wiesbaden; ● Berlin; × Poczdam;  
△ Polska Centralna.

Zestawiając dane dotyczące form dyluwialnych, opisanych wyżej dla Niemiec i Anglii, oraz dane odnośnie moich form z wyżyny skierniewicko-lódzkiej, zauważam, że egzemplarze grupy pierwszej typu *pyramidalis* różnią się od podobnego typu form berlińskich, a więcej jeszcze poczdamskich smukłością swoją, a zbliżają się raczej do form z Mosbach czy z Clacton (fig. 21).

Przedstawiciele grupy drugiej, odmiennej co do kształtu i wyróżniającej się znacznie grubszą skorupą niż przedstawiciele grupy pierwszej, których grubość skorupy w środkowej części największego skrętu jest prawie dwa razy mniejsza od grubości skorupy dolnego skrętu przedstawicieli grupy drugiej, odbiegają od paludin typu *pyramidalis*. Z opisu Franza formy *fasciatus crassus* (Mentzel 1910) z Prus zachodnich byłyby podobne. Istotnie jestem i ja w posiadaniu jednego egzemplarza paludiny pomorskiej z okolic Jabłonowa i stwierdzam identyczność jej z drugą grupą, opisaną w tym miejscu. A zatem jest oczywiste, że jak pod Berlinem i Poczdamem na tak małej przestrzeni występują dwie różne formy *diluvianus*, nie mówiąc o innych



TABELA PORÓWNAWCZA

Formy preglacjalne — <i>Viviparidae</i>		Formy glacialne — <i>Paludina diluviana</i>		
<i>Beaumontianus</i> (górną kreda)	$B = 0,78 \cdot H + 2,6 \text{ mm}$	Anglia	Clacton	<i>Diluvianus clactonensis</i> (Wood) = = <i>Paludina diluviana</i> (Kennard) $B = 0,67 \cdot H + 3,6 \text{ mm}$
<i>Lentus</i> (eocen)	$B = 0,55 \cdot H + 3,0 \text{ mm}$	Niemcy	Okolice Wiesbaden	<i>Diluvianus von Mosbach</i> $B = 0,68 \cdot H + 1,7 \text{ mm}$
<i>Orbicularis</i> (oligocen)	$B = 0,78 \cdot H + 1,5 \text{ mm}$		Okolice Berlina	<i>Paludina diluviana</i> (Kunth) $B = 0,55 \cdot H + 3,9 \text{ mm}$
<i>Leiostracus</i> (pliocen)	$B = 0,51 \cdot H + 3,3 \text{ mm}$		Okolice Poczdamu	<i>Paludina diluviana</i> $B = 0,31 \cdot H + 7,75 \text{ mm}$
<i>Neumayri</i> (pliocen)	$B = 0,50 \cdot H + 4,8 \text{ mm}$		Polska	Łódź—Skierniewice i Grójec
Formy dzisiejsze — <i>Viviparus fasciatus</i>				
Zalew Wiślany	$B = 0,68 \cdot H + 2,1 \text{ mm}$			
Wisła pod Warszawą	$B = 0,69 \cdot H + 2,4 \text{ mm}$			
Wisła pod Puławami	$B = 0,67 \cdot H + 2,6 \text{ mm}$			
Wisła pod Krakowem	$B = 0,47 \cdot H + 4,7 \text{ mm}$			
Dźwina Zachodnia	$B = 0,62 \cdot H + 3,6 \text{ mm}$			
Niemen (Grodno)	$B = 0,63 \cdot H + 4,5 \text{ mm}$			
Ren (Moguncja)	$B = 0,53 \cdot H + 6,6 \text{ mm}$			



wyżej wymienionych, tak samo i w Polsce występować mogą dwie różne formy paludiny dyluwialnej: *Paludina diluviana* typu zbliżonego do *pyramidalis* oraz inna zbliżona raczej do *fasciatus*.

Potwierdza się tedy sąd, że zależnie od miejsca występowania *Paludina diluviana* wykazywać może duże różnorodności. Różnice te nie będą nas dziwiły, jeśli uprzytomnimy sobie, że między nowszymi formami w każdym miejscu ich występowania podobne różnice również zachodzą (fig. 20—21). W każdym razie, jak mówi Franz, dla różnych wariantów dyluwialnych form różnice nie są większe, niż między *viviparus* a *fasciatus*.

#### IV. STRATYGRAFIA PALUDINA DILUVIANA

Nasuwa się teraz pytanie, jak przedstawia się stratygrafia słodkowodnej fauny lądowej, z jej głównym przedstawicielem *Paludina diluviana* oraz zagadnienie morskiej fauny eemskiej, których wzajemne położenie było przez kilkadziesiąt lat tematem ożywionej dyskusji?

W Holandii fauna eemska leży na morenie pod przykryciem piasków reńskich. Według Tescha i Lorie'go zaliczona jest do ostatniego interglacjału duńskiego. Morena ta jest bodajże jedyną, aczkolwiek Penck, Grahmann, Molengraf, Watershoot i Gracht, przejściowo Keilhack i Limanowski uważali, iż musiały tam być dwa starsze od poziomu eemskiego zlodowacenia, odpowiadające alpejskim Günz i Mindel. Steeger natomiast uznaje dla Holandii tylko jedno zlodowacenie.

W Danii przed rokiem 1925 przyjmowano cztery zlodowacenia i trzy interglacjały. Później jednak, po bardzo dokładnych studiach ustalono tylko trzy zlodowacenia: dwa starsze od Eemu, oznaczone literami *A* i *B*, przedzielone interglacjałem starszym z *Yoldia arctica* (iły yoldiowe z Esbjergu) oraz jedno młodsze od Eemu z podziałem na stadia *C*, *D*, *E*, *F* dobrze zindywidualizowane. Stadium pierwsze *C* najsilniejsze, oddzielone od stadium *D* interstadiąłem typu „Herning“, świadczące o silniejszym wahaniu klimatycznym i o dobrze zachowanej florze umiarkowanej. Dalej Nordmann udowadnia, że osady morskie z *Tapes eemiensis* są wszędzie równoczesne i jednolite i że osadziły się w ciepłym, słonym morzu od Holandii przez Szlezwig do Pomorza i Prus Wschodnich. Osady te zarówno Nordmann, jak i inni geolodzy duńscy zaliczają do ostatniego interglacjału, następującego po morenie *B*.

W Niemczech czyniono liczne próby paralelizacji dyluwium obszarów północnych ze schematem Pencka-Brücknera w Alpach, głównie na podstawie morfologicznej. Najwięcej jednak trudności i kłopotów sprawiły niemieckim glaciologom odkrycia fauny morskiej i lądowej na Pomorzu



i w dolinie dolnej Wisły w utworach dyluwialnych, bądź na preglacjale, gdy próbowano przeprowadzić stratygrafię dyluwium na podstawie paleontologicznej.

Każde nowe odkrycie w Danii czy w Niemczech powoduje nowe kłopoty i nowe wahania. Jedni i ci sami ludzie zmieniają po kilkakroć swoje zdanie. Stratygrafia dyluwium i fauny eemskiej jest ciągle pod znakiem zapytania. Kiedy duńscy geolodzy z Nordmann'em na czele, po dokonaniu dokładnych i wyczerpujących studiów, popartych licznymi wierceniami w 1924 i 1925 r., ustalili dla Danii poziom fauny eemskiej zgodny z ostatnim interglacjalem, w Niemczech, gdzie istniały poważne rozbieżności, ustala się odmienny punkt widzenia Gagela.

Maas i Tornquist zaliczają eemską faunę, znajdującą między Inowrocławiem a Toruniem, w Gniewkowie i Ostromecku bezpośrednio na trzeciorzędzie, do preglacjału (Tornquist mówi później o występowaniu *P. diluviana* koło Tapiewa w najmłodszym glacie lub nawet w holocenie). Geinitz, który jest monoglacjalistą i Linstow uznają, iż fauna ta nie zajmuje żadnego określonego poziomu, ponieważ na Pomorzu i w dolinie dolnej Wisły znajdowano ją na różnych poziomach dyluwium. Jentzsch stoi na stanowisku, iż fauna eemska jest interglacjalna i znajduje się w łożach koło Elbląga i Kadyn na złożu pierwotnym. Soergel i Beurlen, biorąc pod uwagę występowanie fauny eemskiej na północ od Chełmna, na drugiej morenie, uznają tam istnienie trzech zlodowaceń.

Schucht, Wahnschaffe i Kayser, podobnie jak Nordmann, zaliczają faunę eemską do młodszego czyli ostatniego interglacjału. Keilhack w 1926 r. wypowiada sąd, że fauna Holandii i Niemiec północnych jest starsza, a analogiczna fauna Szlezwigu i Holsztyna i dolnej Wisły jest młodsza i należy do ostatniego interglacjału. Gageł, uznając równoczesność tzw. „Nordseefauna“ Pomorza i dolnej Wisły z lądową fauną słodkowodną z *Paludina diluviana* a zarazem za równoczesną i równoznaczną z fauną eemską, zalicza je obie do interglacjału starszego, czyli przedostatniego. Wolff, który w 1913 r. uważał osady Pomorza z tzw. „Nordseefauna“ za równoczesne z lądową fauną słodkowodną z *Paludina diluviana* i należące do przedostatniego interglacjału, a faunę holenderską i duńską — eemską uważał za młodszą, w roku 1923 uznał za Gagelem, że wszystkie te fauny należą do interglacjału przedostatniego. W szczególności *Paludina diluviana* przez obu badaczy uważana była za typową dla interglacjału starszego.

Powodem do takiej decyzji Gagela było występowanie „Nordseefauna“ w Sztumie i Malborgu według Sonntaga w piaskach między moreną, uważaną za starszą, i drugą od niej młodszą oraz fakt podawany przez Jentzsch, że w Gniewkowie i Ostromecku fauna ta leży pod dwiema morenami. Dalej z faktów, że w Holandii Eem leży na jednym marglu lodowcowym pod przy-



kryciem piasków reńskich, a w kanale Kilońskim leży on pod jednym marglem, wysnuwa Gagel wniosek o wędrówce zlodowaceń. Pierwsze zlodowacenie miało dotrzeć do Holandii, drugie nie przekroczyło Allery i Wezery, a trzecie dosięgło tylko Danii.

Jeszcze w roku 1902, jak podaje Limanowski, Maas, który był bardzo skrupulatnym badaczem, zaliczył kompleks moren Plutowa i Starogardu ponad interglacją z *P. diluviana* do zlodowacenia ostatniego.

W Polsce, w roku 1922 M. Limanowski, badając ily zastoisłkowe okolic Chelmnna na Pomorzu i leżące w stropie ich piaski żwirowe z *Paludina diluviana*, *Valvata*, *Bithynia* i *Pisidium*, przykryte przez morenę najmłodszego zlodowacenia, uznaje interglacją eemski za ostatni, leżący bezpośrednio pod utworami ostatniego zlodowacenia bałtyckiego. Interglacja ten Limanowski uważa za równoczesny z riksdorfskim (Rixdorf pod Berlinem, gdzie Kunth opisuje *P. diluviana* z dobrze zachowanym szczytem). Toteż jeszcze w r. 1928 St. Pawłowski, biorąc pod uwagę te wszystkie tak sprzeczne poglądy, oparte głównie na danych z Pomorza oraz Prus Wsch. i Zach., wyraża wątpliwość, czy fauna eemska na zachodzie i na wschodzie należy do jednego i tego samego morza, a zatem czy pewna jest jej stratygrafia. Momentem przełomowym w poglądach na stratyografię dyluwium, a zarazem i fauny eemskiej dla Europy zach. i środkowej staje się rok 1928 i 1929. Na zjeździe dyluwialistów w Kopenhadze ogłosili Duńczycy swoje decydujące wyniki w zakresie stratygrafii dyluwium i fauny eemskiej w Danii. A prof. Lewiński, biorący udział w tym zjeździe, po zapoznaniu się z wynikami badań w terenie, ogłasza w pracy pt. „Dyluwium Polski i Danii“ swoje poglądy na stratyografię dyluwium w Polsce. Lewiński przyjmuje dla obszaru nadbałtyckiego Polski w czasie ostatniego zlodowacenia, które nazywa bałtyckim, podobny stan rzeczy, jaki istniał w Danii i dowodzi, że podczas tego zlodowacenia, a raczej podczas kilku jego stadiów miała miejsce silna egzaracja lodowcowa, dzięki której fauna eemska została przemieszana i znalazła się wskutek tego na różnych poziomach dyluwium. A oto dosłowny tekst z wywodów Lewińskiego. „Nic dziwnego, że wobec stłoczenia na wąskim pasie Pojezierza Prusko-pomorskiego utworów trzech stadiów zlodowacenia utworzył się tam chaos form, w których bardzo trudno zorientować się, że powstałe tam ogromne grubości dyluwialnych utworów starszych osiągnęły wręcz niebывały stopień, skutkiem czego stratygrafia stała się prawie nierozwiązalna. W strefie czołowej kilku kolejnych stadiów przerabianie starszego materiału odbywało się na wielką skalę. Obszar czołowy lodu lądowego jest jednocześnie obszarem działalności niszczącej i twórczej, sedymentacji i egzaracji.

Występowanie obok siebie, jak koło Elbląga, ilów yoldiowych, utworów eemskich i interglacjalów słodkowodnych, jest dowodem tego gruntownego i głębokiego przemieszania. Wszystko jest poruszone, zdyluowane i nad-



niszczony". Dalej Lewiński stwierdza, iż przedostatnie zlodowacenie największe, odpowiadające duńskiemu B, sięgało na zachodzie Holandii i musiało istnieć na Pomorzu, mimo iż dziś są tam tylko jego szczątki. A więc zostało zniszczone przez późniejszą egzarację lodowcową. Cała masa utworów lodowcowych na Pomorzu musi być zatem młodsza i leży na Eemie. Zlodowacenie bałtyckie nie było okresem jednolitym, lecz okresem o skomplikowanej historii, w ciągu którego lód się cofał niekiedy dość znacznie, by znów wrócić, nie osiągając jednak pierwotnego zasięgu zlodowacenia. Maksimum zlodowacenia Bałtyckiego w Polsce według Lewińskiego przypada na duńskie stadium C, którego ślad znaczą moreny czołowe poznańskie, oraz moreny czołowe po obu stronach Wisły przez Płock na północny wschód.

Stwierdzenie przez Nordmanna i innych geologów duńskich oraz uznanie przez Wahnschaffego, Kaysera, Schuchta, Tescha, Loriego, Wolffa i Gagela, a także przez Lewińskiego fauny eemskiej za równoznaczną i jednoczesną z analogiczną fauną Pomorza i dolnej Wisły, stwarza warunki do uznania poziomu, odpowiadającego faunie eemskiej, za poziom podstawowy. Poziom ten ułatwiałby znacznie rozwikłanie trudnej stratygrafii dyluwium. Wyżej wymienieni uczeni, z wyjątkiem Gagela, uznawali zarazem, że fauna eemska należy do ostatniego interglacjału Riss — Würm.

Licząc się z powagą znanego glaciologa Gagela, wielu naszych uczonych, uznając faunę eemską za należącą do ostatniego interglacjału, przyjmuje za Gagelem przynależność słodkowodnej fauny z *Paludina diluviana* na czele do przedostatniego interglacjału, mimo iż zarówno Gagel jak i Wolff uznawali obie fauny za równoczesne. Pesymistyczne stanowisko St. Pawłowskiego co do stratygrafii fauny eemskiej w r. 1928, w następnych latach uległo poważnej zmianie, a w 1934 r. w sprawozdaniu ze Zjazdu Geografów i Etnografów Pawłowski zgadza się ze stanowiskiem Galona i Wolffa, że fauna morska dolnej Wisły jest równoznaczna z eemską i że należy do ostatniego interglacjału.

Wspominanej często w rozprawie niniejszej morskiej faunie eemskiej odpowiada równoczesna fauna lądowa z *Paludina diluviana* na czele (Wolff i Gagel), którą poznaliśmy z miejscowości Clacton w Anglii, z Mosbach pod Wiesbadenem, z Phöben w Brandenburgii oraz z Pomorza w dolinie dolnej Wisły.

Z innych form słodkowodnych wymienia Wetzel na wyspach Danii Langelandii i Aro *Valvata*, *Planorbis* i *Pisidium*, które znane są z warstw podścielających warstwy z morską fauną eemską. W interglacjale okolic Poznania — w Szelągu i na Winiarach Lubicz-Niezabitowski (31), Gołąb i Urbański (8) wymieniają *Bithynia tentaculata* L., *Valvata piscinalis (antiqua)* Sow., *Valvata cristata* Müll. i *Belgrandia polonica*. Interglacjał ten zaliczany jest na podstawie znajdowanej tam także flory do przedostatniego interglacjału.



Wykryta przez mnie *Paludina diluviana* w interglacjale Bielan pod Warszawą obok *Litorina litorea* Lin. i szczątków kręgowców dyluwialnych odpowiada starszemu interglacjalowi.

*Paludina diluviana* na wyżynie skierniewicko-łódzkiej występuje licznie w utworach fluwialnych i fluwioglacjalnych, przykrytych w niektórych miejscach grubym żwirem z głazami. Pokłady te leżą na morenie dennej czerwono-brunatnej, bądź zielonawo-szarej z czerwono-brunatnymi lub białymi plamami, odpowiadającymi maksimum środkowo-polskiego zlodowacenia, lub Riss wg Lewińskiego. Jak dotychczas najczęściej spotykałem tę formę skamieniałą na północnej krawędzi wyżyny, stanowiącej morfologiczną granicę między niziną warszawsko-łowicką a omawianą wyżyną. Z opisu odkrywek podanych na początku wynika, że ławica z *Paludina* występuje w utworach akumulacji fluwialnej lub fluwioglacjalnej odpowiadającej intensywnej pracy wód bieżących. Ponieważ wyżyna łódzka w czasie zlodowacenia stanowiła wzniesienie zbudowane ze skał starszych, będących przedłużeniem Gór Świętokrzyskich, przeto łądolód nasuwający się z północy, natrafiwszy na przeszkodę, akumulował na stokach północnych więcej aniżeli na właściwym obszarze wyżyny lub jej stokach południowych.

Znane są dość liczne wyniosłości tej wyżyny ponad 200 m, a najwyższe jej wzniesienie między Łodzią a Strykowem, dochodzące do 283 m w okolicy Dąbrowy, oraz największe wysokości garbów przedlodowcowych 170 m na północ od Zgierza w Strumianie, 140 m na terenie Łodzi i w okolicy Strykowa pod Kielminą 193 m, oraz 120 m w Rogowie.

Najstarsze moreny czołowe zlodowacenia środkowopolskiego uważane pierwotnie przez Woldstedta za stadium „Fleming“, a później za najmłodsze stadium zlodowacenia Solawy, stwierdzone były przez Lewińskiego pod Częstochową i Piotrkowem, przez Lencewicza pod Miechowem i Radomskiem, przez Czarnockiego w Górach Świętokrzyskich, przez Samsonowicza w okolicy Puław, przez Passendorfera pod Sulejowem i przez Premika pod Działoszynem. Drugiemu stadium tego zlodowacenia odpowiadałyby wymienione przez Woldstedta moreny czołowe Radomsko — Łódź — Nowe Miasto, które wg Limanowskiego miałyby przedłużenie nad górnym Niemnem. Moreny czołowe okolic Zgierza, Strykowa, Główna, Domaniewic, Brzezin, Rogowa, Płyćwi, Lipiec Rejmontowskich, Kalenic, Słomkowa i Skierniewic uważam za należące do tego stadium. Po tem recesja łądolodu postępowała szybko. Fluwioglacjalne i fluwialne utwory tej moreny są dobrze zachowane na poziomie 120—200 m.

Utwory te zawierające obok *Paludina diluviana* inne skamieniałe skorupki ślimaków jak: *Valvata cristata* Müll., *V. antiqua* Sow., *Planorbis* i bliżej nieokreślone szczątki kości kręgowców dyluwialnych są związane z tą najmłodszą fazą zlodowacenia środkowo-polskiego.



Badania ostatnich 10 lat w okolicy Berlina prowadzone między innymi przez He c k a (8a) nad stratygrafią poziomu z *Paludina diluviana* ustaliły powstanie jego w starszym interglacjale. Podobnie w ostatniej swej pracy Woldstedt (53a), zestawiając najważniejsze profile czwartorzędu Europy, zdecydowanie ustala wiek poziomu z *Paludina* na interglacjał Elstery i Solawy. Nadal jednak nie zostaje rozstrzygnięta sprawa dwudzielności zlodowacenia Solawy-Varsovien I na dwa glacjały względnie dwie fazy, które to zagadnienie stwarza poważne trudności i komplikacje.

Ponieważ warstwy z fauną morską Eem zostały powszechnie ustalone jako poprzedzające interglacjał Masovien II (Solawy—Wisły), wynika więc z tego niesynchroniczność utworów emskich i *Paludina diluviana*.

## V. ZESTAWIENIE

Z powyżej przytoczonych faktów, rozważań i analizy prac z zakresu dokonanych prób stratygrafii plejstocenu wynika:

1. *Paludina diluviana* jest przedstawicielem fauny rzecznej, osadzonej w interglacjale starszym od Masovien II, a tym samym nie występuje równocześnie z fauną eemską w interglacjale najmłodszym.
2. *Paludina diluviana* na terenie Niemiec, w okolicach Berlina jest zaliczana do starszego interglacjału, natomiast na terenie Polski środkowej nie jest znana w żadnym z opisywanych interglacjałów należących do Masovien I.
3. *Paludina diluviana* w opisywanej strefie występuje w spągu utworów powstałych w pasie moren czołowych, utworzonych podczas stadium recesyjnego zlodowacenia środkowo-polskiego — Varsovien I, w tzw. nasunięciu Warty. Wobec tego nasuwa się prawdopodobieństwo powstania fauny tej w spągu tego nasunięcia.

## LITERATURA

1. Bowkiewicz J. Życie wód słodkich. Biblioteka biologiczna 3.
2. Bülow K. v. Interglazial und Interstadial in Pommern. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1925.
3. Czarnocki J. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol. VII. Kraków 1930/31.



4. Franz V. Viviparus. Morphometrie, Phylogenie und Geographie der europäischen fossilen und rezenten Paludinen. Denkschr. med.-naturwiss. Gesell. Jena 1932.
5. Gagel C. Über einige norddeutsche Interglaziale. Jahrb. d. Pr. Geol. L. A. Berlin 1927.
6. Gagel C. Über die stratigraphische Stellung der sogenannten Eemfauna. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1918/19.
7. Gagel C. Paludinenbank. Geol. Rundschau. Berlin.
8. Gołąb J., Urbański J. Nowa odkrywka interglacjału na Winiarach koło Poznania. Roczn. Pol. Tow. Geol. Kraków 1938.
- 8a. Hech H. Zur Fossilführung der Berliner Paludinenschichten, ihrer Beschaffenheit und Verbreitung. Z. d. D. Geol. Gell. Berlin. Bd 82. 7. 1930
9. Jentzsch A. Das Interglazial bei Marienburg und Dirschau. Jahrb. d. Pr. Geol. L. A. Berlin 1896.
10. Jentzsch A. Über ein neues Vorkommen von Interglazial zu Neucleck bei Freystadt Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin. Bd. XII. 3. 597/9.
11. Krause P. Paludina (Vivipara) diluviana Kunth aus dem älteren Interglazial des Niederrheins. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1914.
12. Lencewicz St. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace Państw. Inst. Geol. t. II. 1927.
13. Lencewicz St. Nowe moreny na Niziu Polskim. Przegl. Geog. t. I. Warszawa 1918.
14. Lencewicz St. Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych okolic Miechowa. Sprawozd. Tow. Nauk. Warszawa 1911.
15. Lewiński J., Samsonowicz J. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium we wsch. części Niziu północno-europejskiego. Prace Tow. Nauk. Warszawa 1918.
16. Lewiński J. Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa“ w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Sprawozd. Państw. Inst. Geol. Warszawa 1924.
17. Lewiński J. Utwory glacialne i preglacialne Piotrkowa i okolic. Sprawozd. Tow. Nauk. Warszawa 1928.
18. Lewiński J. Otwór świdrowy w Mińsku. Odb. ze Sprawozd. Tow. Nauk. Warszawa 1928.
19. Lewiński J. Dyluwium Polski i Danii. Roczn. Pol. Tow. Geol. VI. Kraków 1930.
20. Lewiński J., Łuniewski A., Małkowski St., Samsonowicz J. Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Kasa im. Mianowskiego. Warszawa 1927.
21. Limanowski M. O znaczeniu ilów wstęgowych Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol. Warszawa 1922.
22. Limanowski M. Łądolód na Niziu polskim i jego stosunek do zlodowaceń na zachodzie i wschodzie. Przegl. Geog. V. Warszawa 1923.
23. Limanowski M. Zlodowacenie  $L_4$  na ziemiach wschodnich w związku z hydrografią. II Zjazd Geogr. i Etnogr. Słow. Kraków 1929.
24. Lilpop J. i Szafer W. Przyczynek do znajomości flory i klimatu dyluwium polskiego. Sprawozd. Państw. Inst. Geol. t. I. Warszawa 1922.
25. Maas G. Über präglaziale marine Ablagerungen im ostlichen Norddeutschland. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1904.
26. Maas G. Über das Auftreten der Paludina diluviana in Westpreussen. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1902.
27. Madsen V., Nordmann V., Hartz N. Eem Zonerne. Studier over Cyprianaleret og andre Eem. — Allejringer i Danmark. Nord- Tyskland og Holland. Atlas. Danmarks geologiske Undersogelse. II Raekke Nr. 17. 1908.
28. Mentzel H. Diskussionsbemerkungen zum Vortrag von A. Jentzsch: „Über ostdeutsches Pliozän“. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1913.



29. Mentzel H. Fossilführende Glazial- und Interglazialablagerungen und ihre Leitconchylien in Deutschland. Ztschr. f. Gletscherkunde. Berlin 1910.
30. Neumayr M. Dzieje Ziemi. Kasa im. Mianowskiego. Warszawa 1906—8.
31. Niezabitowski E. Lubicz. Interglacjał w Szelażu pod Poznaniem. Fauna pokładów drugiego okresu międzylodowcowego w Szelażu. Sprawozd. Komisji Fizjograf. t. 63. Kraków 1929.
32. Nordmann V. Bemerkungen z. O. v. Linstow: „Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland“. Jahrb. d. Pr. L. A. Berlin 1923.
33. Nordmann V. La position stratigraphique des dépôts d'Eem. Danm. Geol. Undersogeh. II. Roekke 1928.
34. Pawłowski St. Interglacjał w Szelażu pod Poznaniem. Sprawozd. Komisji Fizjograf. t. 63. Kraków 1929.
35. Pawłowski St. Czy istnieją w Polsce  $L_3$  i  $L_4$ . Rocznik Pol. Tow. Geol. t. V. Kraków 1928.
36. Pawłowski St. Kryteria Morfologiczne i inne w ocenie dyluwium Danii i Polski. Kosmos. Lwów 1930.
37. Pawłowski St. La Pomeranie et le litoral de la mer Baltique. Congrès Intern. de Géog. Varsovie. 1934.
38. Piech K. i Premik J. Zur Kenntnis des Diluviums im Südwestlichen Mittelpolen. Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków 1932.
39. Poliński W. Mollusca — Mięczaki. Podręcznik do zbierania i konserwowania zwierząt. Pol. Państw. Muz. Przyr. 1926.
40. Premik J. Inerglacjał w Dzbankach Kościuszkowskich pod Łodzią. Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków 1928/29.
- 40a. Passendorfer E., Zabłocki J. O trzeciorzędowych i czwartorzędowych utworach brzegu Bałtyku, pomiędzy Wielką Wsią a Jastrzębią Górą. Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków 1946.
- 40b. Passendorfer E. O zaburzeniach warstw w profilu dyluwialnym w Głównej pod Poznaniem. Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków 1932.
41. Passendorfer E. Zarys budowy geologicznej Wilna i okolicy. Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków 1946.
42. Rnage P. War Deutschland 3 oder 4 mal vom Inlandeis bedeckt. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1926.
43. Różycki F. Brzeg Wisły na Bielanych pod Warszawą. Przegl. Geog. t. IX. Warszawa 1929.
44. Różycki S. Z. Interglacjał żoliborski. Sprawozd. Tow. Nauk. Warszawa 1929.
45. Salomon W. Die Grundzüge der Geologie. Stuttgart 1926.
46. Samsonowicz J. Budowa Geologiczna i dzieje okolic Warszawy. Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Wyd. Tow. Nauk. Warszawa 1927.
47. Samsonowicz J. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. Sprawozd. Państw. Inst. Geol. Warszawa 1922.
48. Sawicki L. Rzut oka na dyluwium i zagadnienie zabagnienia Polesia. Inżynieria Roln. Warszawa 1928.
49. Sawicki L. W sprawie metody badań dyluwialnych. Kosmos. Lwów 1937.
50. Szafer W. O florze i klimacie lodowcowego okresu pod Grodnem. Sprawozd. Komisji Fizjograf. t. LX, Kraków 1926.
51. Szafer W. i Trela J. I. Interglacjał w Szelażu pod Poznaniem. II. Flora międzylodowcowa z Szelaża pod Poznaniem, ze szczególnym uwzględnieniem wyników analizy pyłkowej. Sprawozd. Komisji Fizjograf. Kraków 1929.
52. Woldstedt P. Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über der Herausbildung des Netze Wartha-Uhrstromtales. Jahrb. d. Pr. Geol. L. A. Berlin 1932.



53. Woldstedt P. Die grossen Endmorenenzugen Norddeutschlands. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1925.
- 53a. Woldstedt P. Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglacialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin. Bd 99. 1949.
54. Wolff W. Die geologische Entwicklung Westpreussens. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1921.
55. Wolff W. Über weitere Vorkommen der interglazialen Eemfauna in norddeutschen Küstengebiet. Z. d. D. Geol. Gesell. 1923.
56. Wolff W. Neue Funde pliozäner und diluvialer Conchylien in glazialen Stromkiesen bei Obornik in Posen. Z. d. D. Geol. Gesell. Berlin 1913.
57. Zaborski B. Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. Przegl. Geogr. VII. Warszawa 1927.
58. Zittel K. Grundzüge der Paläontologie. 1924.



Феликс РУЖИЦКИЙ

## PALUDINA DILUVIANA И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

(с 15 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

### Содержание

Автор описывает известные на территории Польши местонахождения *Paludina diluviana*, а также других интергляциальных моллюсков, причисляя фауну с Палюдина к интергляциалу старшему от мазовецкого II; значитсн не выступает она современно с фауной ээмской. На описываемой территории *Paludina diluviana* находится в подошве отложений стадии рецессии центрально-польского оледенения — варшавского I (надвиг Варты) и поэтому является возможным, что фауна эта залегает в подошвенных отложениях надвига Варты.

### ВВЕДЕНИЕ

Заинтересованность остатками брюхонога *Paludina diluviana* на территории современной Польши началась от момента обнаружения в буровых скважинах в окрестности г. Познаня и в долине нижней Вислы в Померании, а также в гравиях Хелмна, Баркошына и Бродницы, пресноводной фауны с упомянутой выше *Paludina*, а тоже *Pisidium*, *Planorbis*, *Valvata* и других, иногда вместе со скорлупами морских пластинчатожаберных *Cardium edule*, *Tapes eemiensis*, *Lucina divaricata*, *Tellina* и прочие.

Упомянутые фауны находились на разных горизонтах плейстоцена, а даже вдавленные в познанские глины.

Вследствие этого до 1926 г. среди геологов а особенно среди немецких гляциологов существовали разные мнения относительно стратиграфии вышеупомянутых фаун, несмотря на то, что уже в 1913 году известный гляциолог Гагелъ доказал, что обе эти фауны стратиграфически принадлежали к старшему т. е. предпоследнему интергляциалу (миндельрисс). Датские геологи во главе с Нордманном установили что ээм-



ская фауна принадлежит наверно к последнему интергляциалу т. е. к младшему (рисс-вюрм).

С этим мнением в Германии согласились Кайзер, Шухт, Ваншаффе, а в последнее время и Вольф; в Голландии — Теш и Лорье, в Польше — Лимановский, Левинский и Галон.

Гагель и Вольф утверждали категорически что *Paludina diluviana* принадлежит по времени к т. н. „Nordseefauna“ нижней Вислы, а значит и к ээмской фауне, которую Мадсен, Нордманн и Гарц отождествили с „Nordseefauna“. Гагель же на основании ниже приведенных предпосылок, зачислил обе фауны к старшему интергляциалу.

В Польше Лимановский в 1922 году отмечает пресноводную фауну во главе с *Paludina diluviana* в окрестностях г. Хелмна, в Померании в долине Вислы, найденную в песках между ленточными глинами и наиболее молодой балтийской мореной (L<sub>4</sub>). Я. Левинский в 1929 г. в труде своем о дилuviум Дании и Польши высказывает свое мнение относительно стратиграфии ээмской фауны, согласное с мнением датских геологов, что же касается *Paludina diluviana* выражает сомнение — является ли она характерной исключительно для старшего интергляциала как утверждал Гагель.

Вследствие того, что в 1929 году я собрал многочисленные экземпляры *Paludina diluviana*, найденные мною между Скерневицами и Лодзью в отложениях, залегающих стратиграфически выше, чем утверждал Гагель, то я решил предпринять поиски за этими брюхоногими и за доказательствами для обоснования моей тезы, о которой я уже раньше говорил проф. Левинскому. Просрочка опубликования этой статьи возникла по причине действий последней войны и уничтожения значительного количества экземпляров собранных мною брюхоногих.

#### PALUDINA DILUVIANA НА ФОНЕ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФОРМ

Согласно Неймайру, который дает обзорную таблицу развития пллюценовых *Paludina* — гладких и тулотомондальных Венгрии, Славонии, Хорватии, Румынии и острова Кос, экземпляры *Paludina* понтийского бассейна Сулины (приток Дуная) похожи на плейстоценовые, особенно когда становятся больших размеров.

Притом плейстоценовые виды Неймайр (1887) делит на две группы: одни, сближенные к понтийским (*Paludina gracilis* из Тиволи вблизи Берлина) и другие — северо-германские (*Paludina crassa*), а более точно померанские. Южные разновидности более многочисленны по мнению Неймайра.

В 1774 году Мюлер наименовал виды гладких *Paludina* — *Viviparus vivipara* и *Viviparus fasciata*. Первые из них имеют форму широкой капсулки с остроконечной верхушкой и тонкой скорлупой известной с юж-



ной Венгрии и северной Италии и вплоть до средней и нижней Волги на востоке. Вторые овальнообразные, более вытянутые, с тупой верхушкой и более толстой скорлупой — известны на северном побережье Черного моря, Крыма и Кавказа.

В 1928 году В. Франц выразил мнение, что обе формы, описанные Мюллером, репрезентированы в Европе видами, происходящими из обыкновенных первичных пресноводных брюхоногих „Beaumontianus“ верхнего мела, которые найдены были в Роньяк и Валон Дю Дюк во Франции. Виды эти наиболее близки олигоценовым *Lentus* (Вгандер) из Бартон Клей Великобритании. К более поздним видам Франц зачисляет *pyramidalis* и *ater* из северной Италии.

Оба вида — *V. vivipara* и *Viviparus fasciata* или короче *Viviparus* и *Fasciatus* — вмещают большое количество помеси с *pyramidalis* и *ater*, сами же однако — вероятно не скрещиваются. После отступления оледенения на север от Альп, Карпат и территории северной России на большей части этого пространства поселились оба вида *viviparus* и *fasciatus*, а в северной Италии остались *viviparus* и *pyramidalis*. С течением времени на освобожденных от льдов пространствах приходят с юго-востока и юга виды *pyramidalis*, *fasciatus* и появляются снова новые формы смешанных видов.

В заключении Франц принимает род *Viviparidae* как выводящийся из плиоценовых брюхоногих *Leiostracus brusinai*, а соответственниками их были бы *burgundicus* Тоуна, *diluvianus* — и иные более молодые современные. Их скорлупы в разных местностях имеют разную величину, толщину, вес и удлиненность, хотя разницы эти в общем незначительны. Удлиненность обозначает Франц математической формулой соотношения высоты к ширине (Hohenbreiten-Formel).

*Paludina diluviana* окрестностей Берлина Франц принимает за „рецент“ *pyramidalis* или *ater*, а *P. duboisiana* из Фэбен в Бранденбургии за *P. fasciata* вид смешанный с *fasciatus*, *pyramidalis* или *ater*, имеющий сильно сплюснутые свитки и очень сокращенную верхушку (тождественна с *Paludina gracilis* Неумана и *Paludina crassa* Менцеля).

Плейстоценовые виды, известные из интергляциальных отложений, распространены в Англии, Германии и Польше: притом между обломками плейстоценовых *Paludina* существуют разницы, хотя и незначительные, в зависимости от местонахождения и климатических условий, точно также как проявляется это у современных видов (например на пространствах верхней, средней и нижней р. Вислы).

*Paludina diluviana* Кеннард из Кляктон в Великобритании похожа на *Paludina diluviana* из Мосбах, вблизи Висбадена. Их характерные линии удлиненности (по Францу) выражены формулой  $B = 0,67 H + 3,6$  мм и  $B = 0,68 H + 1,7$  мм. Существует некоторая разница между



*Paludina diluviana* Kuntz из Браунера и Риксдорфа вблизи Берлина и из Гинтовта вблизи Потсдама, формулы удлиненности которых равняются:  $V = 0,5H + 3,9$  мм и  $V = 0,31H + 7,75$  мм. Несмотря на это Франц принимает виды берлинские, как немного разнящиеся от висбаденских.

Сопоставляя данные для скорлуп брюхонога *Paludina* из Великобритании, Германии и Польши, я пришел к заключению, что обломки *Paludina* в Польше близки *Paludina* Англии и Мосбах.

Польские *Paludina* могут быть подразделены на две группы — согласно Неймайру — на понтийскую и северо-германскую (померанскую) или согласно Францу на: *pyramidalis* и *fasciatus*. Одна из этих групп отличается скорлупами более удлиненными и тонкими, формула удлиненности которой —  $V = 0,63H + 1,86$  мм. Вторая группа — скорлупы более широкие и более толстые с формулой удлиненности —  $V = 0,72H + 0,96$  мм. Угол наклона двух нижних оборотов первой группы равен около 26 градусов, у второй группы около 30 градусов. Скорлупы второй группы соответствуют *Paludina crassa* Mentzel 1910, или *Fasciatus crassus* Huscke 1925 в долине нижней Вислы (померанским), будучи гораздо толще. Виды удлиненные, с тонкой скорлупой в Польше — более многочисленны, нежели виды более широкие и толстые — согласно подразделению Неймайра.

#### СТРАТИГРАФИЯ PALUDINA DILUVIANA

В Голландии ээмская фауна находится на морене, по всей вероятности единственной, как утверждает Штеегер и покрытая песками Рейна. Теш и Лорье причисляют ээмскую фауну к последнему интергляциалу Дании.

В Дании геологи во главе с Нордманном утверждают, что осадочные отложения с *Tapes eemiensis* повсюду равнозначные и образовались в теплом, соленом море, распространившимся от Голландии через Шлезвиг до Померании.

Отложения в долине низовья Вислы, содержащие ээмскую фауну, образовались во время последнего интергляциала между датской морской В и последней, период которой делится на 4 стадии; наиболее сильная из них С отделена интерстадиалом от остальных — D, E и F.

В Германии были произведены попытки параллелизации плейстоценовых образований северной Германии с альпийской схемой Пенк-Брюкнера. Однако, немецким геологам и гляциологам наиболее причинила забот попытка стратиграфического подразделения плейстоцена на основании обнаруженной морской фауны и соответствующей ей во времени материковой пресноводной в Померании.



Мнения были разные, потому что фауна соответствующая ээмской фауне в западной Европе была находима в долине нижней Вислы в разных горизонтах, не исключая прегляциала. Гагелъ на основании описанных Зоннтагом буровых скважин в Штуме и Мальборке, где в песках между двумя моренами найдена была морская фауна с *Cardium edule* и ээмской *Tapes*, а также пресноводная с *Paludina diluviana* — признал верхнюю морену более старшей, а отложения с фауной, как принадлежащие предпоследнему интергляциалу.

Вследствие того, что в Вержхославицах, Гневкове и Остроменцке (между Быдгощей и Торунем) похожая фауна была найдена непосредственно на миоцене, прикрытая одной мореной, признана была, как старшая, — то Гагелъ принял свое мнение как правильное. Тем более такая точка зрения могла быть обоснованной, если Маас, Гагелъ и Гревинг считали, что в низовьях р. Вислы было только два оледенения. Тем временем, уже в 1912 г. Маас зачислил комплекс моренных глин Плютова и Старогарда, лежащих над интергляциалом с *Paludina diluviana*, к последнему балтийскому оледенению, которое теперь считаем, совместно с Левинским, одновременным с последним датским оледенением (С, D, E и F).

Торнквист уже напоминает о нахождении *Paludina diluviana* в окрестностях Тапева, вблизи Кеннгсберга, в наиболее молодом плейстоцене. В Польше Лимановский (1922) — слои с пресноводной фауной *Paludina diluviana*, *Valvata*, *Bithynia* и *Pisidium*, находимые в песках под младшей, балтийской мореной (L<sub>4</sub>), а залегающие на ленточных глинах над старшей мореной (L<sub>3</sub>), — зачислил к интергляциалу риксфордскому с *Paludina diluviana*, Kunth. Левинский (1929) полагает, что в Померании существовало три оледенения, причем наиболее сильным было последнее — балтийское, соответствующее последнему датскому. Во время нескольких его стадий имела место чрезвычайно сильная и продолжительная эгзарация (выпихивание), многократно повторяющаяся и проникающая довольно глубоко. Вследствии этого старшие образования подверглись размыву, разрушению и смешанию или были вдавлены в другие образования, — и находим их только в обрывках.

По этой причине образования, содержащие интергляциальные фауны и флоры, оказались на разных горизонтах; даже фауна с *Yoldia* была перемешана с ээмской фауной.

Из этого следует, что стратиграфия плейстоцена Померании действительно трудна и запутана; этим объясняется разнородность мнений немецких геологов и гляциологов, имеющих возможность до 1918 г. производить свои наблюдения в Померании.

Насколько проблема стратиграфии ээмской фауны почти окончательно решена, т. к. много ученых согласилось с мнением геологов Дании,



которые зачислили ее к последнему интергляциалу — настолько, по крайней мере в Польше, вопрос относительно стратиграфии *Paludina diluviana* — остается нерешенным. Мнение Гагеля, что этот брюхоног принадлежит к старшему т. е. предпоследнему интергляциалу пока еще удерживается, несмотря на то, что ээмскую фауну уже передвинули выше. Впервые на территории центральной Польши встречены были мною окаменелые обломки этого брюхонога в интергляциальных образованиях Белян вблизи Варшавы, лежащих под мореной оледенения центральной Польши.

Вскоре потом были найдены мною многочисленные скорлупки *Paludina diluviana* на пространстве Груец — Скерневице — Лович — Стрыкув — Згерж — на краю плейстоценовой центрально-польской возвышенности переходящей в равнинную низменность Варшавско-Ловицкую. Образования, содержащие главным образом остатки *Paludina* а также немногочисленные *Valvata cristata* представлены песчано-галечными осадками на склонах плейстоценовых долии, вдоль, часто длиною до нескольких десятков километров — моренных валов — с направлением ССЗ—ЮЮВ, являющихся разнообразностью края плейстоценовой плиты, центральную часть которой образует возвышенность Скерневице — Лодзь. Долины эти в настоящее время являются руслами рек, притоков р. Бзуры в области Лудзь — Скерневице, или же непосредственных притоков р. Вислы в области Скерневице — Груец.

Наиболее высокая часть возвышенности Скерневице — Лудзь, особенно в окрестностях Лодзи и явления разнообразности северного края этой возвышенности — объясняются тектоническим поднятием старших — чем плейстоцен — образований принадлежащих к периодам: третичному и меловому, на которые надвинулись материковые льды.

Слой с *Paludina diluviana* на вышеупомянутых пространствах относится к отступлению материкового ледника центрально-польского оледенения (рисс) с линии Груец — Мщонув — Скерневице — Лудзь.

## ВЫВОДЫ

В результате вышеприведенных фактов, рассматриваний и анализов работ из касающихся попыток произведения стратиграфии плейстоцена и ээмской фауны приходим к выводам:

1. *Paludina diluviana* является речной, материковой фауной, отложенной в интергляциале старшем от мазовецкого II, а тем самым не выступает одновременно с ээмской фауной в последнем интергляциале.

2. *Paludina diluviana* на территории Германии в окрестностях Берлина причислена к старшему интергляциалу, а на территории центральной Польши ни в одном из описанных, принадлежащих к мазовецкому I межледниковью, она неизвестна.



3. *Paludina diluviana* в описанной зоне выступает в подошве отложений, в полосе конечных морен, образованных во время стадии отступления центрально-польского оледенения варшавского I, в т. наз. надвиге р. Варты. Отсюда правдоподобие возникновения этой фауны в подошве упомянутого надвига.



Feliks RÓŻYCKI

## PALUDINA DILUVIANA AND ITS IMPORTANCE FOR THE QUATERNARY STRATIGRAPHY

(with 15 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

The author describes the known occurrences in Poland of the gastropod *Paludina diluviana*, and also of the other interglacial molluscs, and he considers the fauna with *Paludina* belonging to the interglacial older than Masovien II, and therefore it is not contemporary with the Eems fauna of the youngest interglacial. *Paludina diluviana* in the described zone appears at the bottom of deposits in the belt of terminal moraines formed during the recession stage of central Poland glaciation — Varsovien I, in the so-called Warta advancement, therefore it is probably that this fauna originates at the bottom of deposits of this advancement.

### INTRODUCTION

The interest aroused by the fragments of the gastropod *Paludina diluviana* within the present Polish boundaries lasts since the discovery of the fresh water fauna including the above mentioned *Paludina* as well as *Pisidium*, *Planorbis*, *Valvata* and others, sometimes with shells of marine Lamellibranches *Cardium edule*, *Tapes eemiensis*, *Lucina divaricata*, *Tellina*, etc. in the boreholes in the neighbourhood of Poznań and within the valley of the lower Vistula in Pomerania, and also in the gravels in Chełmno, Barkoszyn and Brodnica.

The above fauna was found in different horizons of the Pleistocene, and even pressed into the Pliocene Poznań clays. That is the reason why until 1926 the opinions of the German geologists and glaciologists were especially differing as to the stratigraphical situation of the above mentioned fauna in spite of the opinion of the well-known glaciologist Gagel who defined in 1913 that both these fauna belong from the stratigraphical viewpoint to the older, or last but one, Interglacial (Mindel-Riss). The Danish geologists, with Nordmann at the head, have declared that the Eems fauna doubtless belongs to



the last, i. e. younger interglacial (Riss-Würm). Kayser, Schucht, Wahn-schaffe, and even lately Wolff in Germany, Tesch and Lorie in Holland, Limanowski, Lewiński and Galon were of the same opinion.

Gagel and Wolff are quite certain that *Paludina diluviana* is contemporary to the so called „Nordseefauna“ of the lower Vistula, i. e. to the Eems fauna which was identified by Madsen, Nordmann and Hartz with the „Nordseefauna“. In accordance to premisses given below, Galon has assigned these both faunas as belonging to the older Interglacial.

In 1922 Limanowski in Poland mentions the fresh water fauna with *Paludina diluviana* at the head, from the neighbourhood of Chelmno in Pomerania in the Vistula valley; he has found it among sands between the varved clays and the youngest Baltic moraine (L). In 1929 J. Lewiński expresses his opinion concerning the Eems fauna stratigraphy in his paper about Denmark's and Poland's Diluvium; he agrees with the opinion of the Danish geologists, and as concerns *Paludina diluviana* he is not quite certain whether it is characteristic only for the older interglacial, as was supposed by Gagel.

In 1929 I collected numerous specimens of the *Paludina diluviana* between Skierniewice and Łódź within the deposits which were lying stratigraphically higher, than it was supposed by Gagel and I decided to determine the distribution of the gastropod mentioned, and for proofs which might ground my supposition which I formerly confined to Prof. J. Lewiński. The delay of the present publication is due to the last war hostilities and to the destruction of the greater part of that gastropod's specimens being in my possession.

#### PALUDINA DILUVIANA ON THE BACKGROUND OF PRE-GLACIAL FORMS

According to Neumayr, who gives a reviewing table of the development of the Pliocene smooth and tulotomoidal *Paludina* from Hungary, Slavonia, Croatia, Romania and the Cos island, the specimens of the Pontian *Paludina* from the Sulin basin (the Danube tributary) are similar to the Pleistocene ones, especially when the last mentioned ones become larger. At the same time Neumayr differentiates among the Pleistocene forms (1887) two groups: some of them are close to the Pontian ones (*Paludina gracilis* from Tivoli near Berlin) and the other are north-German forms (*Paludina crassa*), or rather Pomeranian ones. The southern forms are according to Neumayr more numerous than the northern ones.

In 1774 Müller gave to the smooth *Paludina* the names of *Viviparus vivipara* and *Viviparus fasciata*. The shape of the first is that of a wide capsule with a peaked top and a thin shell; they are known from southern Hungary and northern Italy up to the middle and lower Volga on the east. The others



are oval, more slim, with a blunt top and a thicker shell, known from the northern coasts of the Black Sea, Causasus and Crimea.

In 1928 V. Franz expressed the opinion that both forms described by Müller are represented in Europe by species originating from the common primitive fresh-water gastropods *Beaumontianus* from the Upper Cretaceous, which are known from Rognac and Valon du Duc in France. These forms are the closest to the Oligocene *Lentus* (Brander) from Barton Clay in Britain. Franz considers as later forms the specimens of *pyramidalis* and *ater* from northern Italy.

Both forms: *V. vivipara* and *V. fasciata*, or briefly *viviparus* and *fasciatus* possess a considerable number of hybrids with *pyramidalis* or *ater*, but they probably do not crossbreed with each other. After the glaciation receding northward from the Alps, Carpathians and the area of northern Russia, the greatest part of the territory becomes settled by both above mentioned forms of *viviparus* and *fasciatus*, and northern Italy by *viviparus* and *pyramidalis*. In the course of time the forms of *pyramidalis* and *fasciatus*, encroach the area free from ice from the SE as well as from the south, and new forms of hybrides are formed again.

As a final result Franz considers the genus *Viviparidea* originating from the Pliocene gastropod *Leiostracus Brusinai*, and the *burgundicus* Tourn., *diluvianus* and other recent forms are their corresponding species. Their shells on different areas are of a various size, thickness, weight and slenderness, though the differences are not very considerable. The ratio of the slenderness is expressed by Franz by a mathematical formula defining the relation of the height to width (Hohenbreiten-Formel).

The *Paludina diluviana* from the neighbourhoods of Berlin is considered by Franz as recent *pyramidalis* or *ater*, and *P. duboisiana* from Foben in Brandenburg as *P. fasciata* (mixed form with *fasciatus*, *pyramidalis* or *ater*), possessing more flattened coils and greatly reduced peak (analogical with *Paludina gracilis* Neumayer and *Paludina crassa* Mentzel).

The Pleistocene forms known from the interglacial deposits are widespread in Britain, Germany and Poland; between the fragments of the Pleistocene *Paludina* there really occur differences, though only small ones, depending upon the place of their occurrence and climatic conditions, similarly as it may be noticed today among still living forms (like for instance on the area of the upper, middle and lower Vistula).

*Paludina diluviana* Kennard from Clacton in Great Britain is similar to *P. diluviana* from Mosbach near Wiesbaden. Their characteristic lines of slenderness (according to Franz) are expressed by the formulae  $B = 0,67 H + 3,6 \text{ mm}$  and  $B = 0,68 H + 1,7 \text{ mm}$ . There also exists a certain difference between *P. diluviana* Kunth from Brauner and Rixdorf near Berlin and from Gintow near Potsdam, the slenderness of which is expressed by the



formulae:  $B = 0,55 H + 3,9 \text{ mm}$  and  $B = 0,31 H + 7,75 \text{ mm}$ . In spite of the above Franz considers that the Berlin forms as not being very different from the Wiesbaden ones.

Comparing data for the gastropods shells of *Paludina* from Great Britain, Germany and Poland I observe that the *Paludina* fragments occurring in Poland are close to the *Paludina* from Great Britain and Mosbach.

The Polish *Paludina* may be divided into two groups analogical to the two Neumayr's groups: the Pontian and north-German (Pomeranian ones, or, according to Franz: *pyramidalis* and *fasciatus*). One of these groups has more slender and thinner shells and their slenderness is expressed by the formula:  $B = 0,63 H + 1,86 \text{ mm}$ . The second group possesses wider and thicker shells and their slenderness is expressed by the formula:  $B = 0,72 H + 0,96 \text{ mm}$ ; the slope angle of the two lower coils in the first group amounts to ab.  $25^\circ$  and in the second — to ab.  $30^\circ$ . The shells of the second group correspond to those of *Paludina crassa* Mentzel 1910, or *fasciatus crassus* Hucke 1925, within the lower Vistula valley (Pomeranian) and they are much thicker. The more slender forms possessing a thinner shell are also more numerous in Poland than wider forms with a thicker shell, as it is stated by Neumayr.

#### STRATIGRAPHY OF PALUDINA DILUVIANA

The Eems fauna in Holland occurs upon the boulder clay—probably the only one, as supposes Steeger—and is covered by the Rhine sands. Tech and Lorie have assigned the Eems fauna as belonging to the last Danish Interglacial.

Danish geologists, with Nordmann at the head, prove that the sediments with *Tapes eemiensis* are everywhere of the same age and they have originated within the warm, salt sea which was stretched from Holand through Schleswig to Pomerania. The sediments within the lower Vistula valley include the Eems fauna have ocured during the last Interglacial between the Danish moraine B and the last one during which 4 stages are differentiated; the strongest C is separated by an interstadial from D, E and F.

Attempts of correlation of the Pleistocene of northern Germany with the Alpien division of Penck-Brückner were carried out in Germany. The most troublesome for the German geologists and glaciologists was however the attempt concerning a stratigraphical division of the Pleistocene on the basis of the marine fauna, and the corresponding stratigraphically the fresh-water, continental fauna in Pomerania.

The opinions were diverse, as the fauna corresponding to the Eems one in western Europe was found within the lower Vistula valley in different horizons, not excluding the Pre-glacial. Gagel considered the upper moraine



as being older, on the basis of the bore-holes in Sztum and Malbork described by Sonntag, where specimens of the marine fauna with *Cardium edule* and *Tapes eemiensis*, as well as of the fresh-water fauna with *Paludina diluviana* were found in sands between the two moraines; Gagel also regarded sediments with the discovered fauna as belonging to the last but one Interglacial.

Since a similar fauna was found directly upon the Miocene, covered by last but one moraine in Wierzchosławice, Gniewkowo and Ostromecko (between Bydgoszcz and Toruń) and was considered as older, Gagel decided that his opinion was right. Such a viewpoint could seem right the more so, as Maas, as well as Gagel and Grewing considered that only two glaciations have taken place within the lower Vistula valley. In 1902, however, Maas included the complex of the morainic clays from Plutów and Starogard, lying above the interglacial with *Paludina diluviana*, to the last Baltic glaciation, which we consider at present, together with Lewiński, as being contemporary with the last Danish glaciation (C, D, E and F).

Tornquist, on the other hand, speaks about the occurrence of *Paludina diluviana* within the neighbourhood of Tapiew near Królewiec in the youngest Pleistocene. In Poland Limanowski (1922) included beds with the fresh-water fauna (*Paludina diluviana*, *Valvata*, *Bithynia* and *Pisidium*), which was found in sands under the younger Baltic moraine ( $L_4$ ) and lying over the varved clays underlined with older moraine ( $L_3$ ), to the Rixdorf interglacial with *Paludina diluviana* Kunth. Lewiński (1929) considers that probably three glaciations took place in Pomerania, and that the strongest was the last Baltic Glaciation corresponding to the last Danish. A very strong and long lasting glacial exaration took place during its several stages; it was repeated several times and its reach was very deep. In view of the above older deposits were subject to the washing out, destruction and mixing, or otherwise to a wedging into other formations; generally they are preserved in remnants pressing.

Owing to the above the deposits comprising the interglacial fauna or flora occur in different horizons; even the fauna with *Yoldia* became mixed with the Eems one.

The stratigraphy of the Pomeranian Pleistocene is in consequence very difficult and confused; this fact explains the various opinions of the German geologists and glaciologists for whom the territory of Pomerania was accessible for research only to 1918.

As much as the question of the Eems fauna stratigraphy is nearly settled as many scientists agree with the opinion of the Danes who include it to the last Interglacial, the viewpoint of the geologists, in Poland at least, as concerns the stratigraphy of *Paludina diluviana*, is not quite certain. The opinion of Gagel who presumes that this gastropod belongs to the older, i.e. the last



but one Interglacial remains still in force, despite the fact that the Eems fauna has been placed higher.

I have found for the first time fossilized remains of that gastropod within Central Poland in the interglacial deposits at Bielany near Warsaw; in the nearest neighbourhood of this place S. Z. Różycki and J. Samsonowicz have found vegetable fossils in Żoliborz (at present both places are situated within the limits of Warsaw-city), classifying the respective Interglacial as the last one. A short time after I have discovered numerous shells of *Paludina diluviana* in the area: Grójec—Skierniewice—Łowicz—Stryków—Zgierz, on the periphery of the Pleistocene Middle-Polish plateau which passes into the Warsaw—Łowicz low plain. The deposits which mostly contain remains of the *Paludina* and also a few *Valvata cristata*, represent arenaceous gravely sediments upon the Pleistocene valley slopes, along boulder clay ridges, sometimes ca 20 m long, of a NNW—SSE direction, which form a variety of the Pleistocene plate margin, the central part of which is represented by the Skierniewice—Łódź Upland. These valleys are considered to-day as the valley of rivers which flow down to Bzura river upon the area of Łódź—Skierniewice, or directly to the Vistula upon the area of Skierniewice—Grójec.

The largest elevation of the Skierniewice—Łódź Upland, especially within the Łódź neighbourhood, and the greatest diversity upon the northern periphery may be explained by the tectonic uplift of sediments older than the Pleistocene and belonging to the Tertiary and Cretaceous, upon which the inland ice was advancing. The beds with *Paludina diluviana* upon the area mentioned belong to the recession of the inland ice of the Central-Polish (Riss) glaciation from the line Grójec—Mszczonów—Skierniewice—Łódź.

#### FINAL CONCLUSIONS

The following are results which may be drawn from the above given facts, considerations and analysis of works carried out within the scope of stratigraphy of Pleistocene and the Eems fauna:

1. *Paludina diluviana* represents a continental river fauna deposited during the interglacial older than Masovien II, and therefore it is not contemporary with the Eems fauna of the youngest interglacial.
2. *Paludina diluviana* in Germany in the region of Berlin belongs to the older interglacials, but nowhere in central Poland it is known in described interglacials belonging to Masovien I.
3. *Paludina diluviana* in the described zone appears at the bottom of deposits in the belt of terminal moraines formed during the recession stage of central Poland Glaciation-Varsovien I, in the so-called Warta advancement, therefore it is probably that this fauna originates at the bottom of deposits of this advancement.







Wincenty OKOŁOWICZ

## KRYTERIA KLIMATOLOGICZNE W BADANIACH GEOMORFOLOGICZNYCH NIŻU PÓŁNOCNO-EUROPEJSKIEGO

### Streszczenie

Przy badaniach morfologicznych uwzględniać trzeba generacje form, uwarunkowane zmianami klimatu. W szczególności w analizie form lodowcowych i polodowcowych ważne jest uwzględnienie roli martwego lodu, który w gruncie potrafił przetrwać przez dłuższy czas, dając początek zagłębieniom bezodpływowym na obszarach uformowanych po ustąpieniu lodu (np. na tarasach rzecznych i sandrach). Znikanie martwych lodów powoduje „odmłodzenie“ morfologii polodowcowej. O okresie obfitych opadów świadczą martwe dolinki wcięte w zbocza pradolin, podczas gdy okres tworzenia się wydm przypada na klimat suchszy.

Jedynie przy uwzględnieniu zmieniających się w czasie warunków paleogeograficznych (paleoklimatycznych), z którymi związane były przyczynowo różne procesy morfogenetyczne, można zrozumieć końcowy wynik ich działania: dzisiejszą morfologię terenu. Trafne odzyskiwanie morfogenezy pozwala na: 1. ustalenie jej związków z określonymi warunkami paleogeograficznymi, przede wszystkim paleoklimatycznymi; 2. określenie wzajemnych stosunków wiekowych badanych zjawisk; 3. opracowanie kryteriów klimatologicznych, które mogą być pomocne w zastosowaniu do dalszych badań geomorfologicznych.

Celem niniejszego artykułu jest chęć zwrócenia uwagi na pewne problemy często pomijane lub (według autora) błędnie naświetlane w pracach dotyczących okresu lodowcowego, jak też i polodowcowego. Chodzi o takie problemy, które nasuwają się dopiero z chwilą, gdy staramy się badane zjawiska traktować w ścisłym związku z zespołem współistniejących im warunków paleogeograficznych (głównie paleoklimatycznych), czyli tych warunków, które musiały wywierać i niewątpliwie wywierały wpływ na rozwój badanych zjawisk.

Oczywistym faktem jest to, że w okresie lodowcowym panował zupełnie odmienny klimat, który spowodował, względnie umożliwił pojawienie się łądolodu na Niżu północno-europejskim i w konsekwencji doprowadził do powstania złożonej morfologii polodowcowej. Jest rzeczą niemniej oczywistą, że pojawienie się łądolodu na pewnym terenie wpływało na stosunki



klimatyczne obszarów przyległych. W postglacjale stosunki klimatyczne zmieniały się radykalnie. Te zmiany musiały się zaznaczyć w morfologii. Tego faktu jednak w studiach morfologicznych najczęściej się już w pełni nie uwzględnia. Zjawiska związane z morfologią polodowcową ujmowane są nieraz w sposób nieplastyczny, dający obraz jak gdyby zrzucony na płaszczyznę odległego ekranu, chociaż chwilę powstawania poszczególnych zjawisk dzieliły poważne odstępów czasu. To wrażenie nieuwzględniania perspektywy czasowej (czy też jej wypaczania) oparte jest na fakcie nieuwzględniania (zupelnego czy częściowego) lub niewłaściwej interpretacji wyżej wspomnianych warunków paleogeograficznych (głównie paleoklimatycznych).

Z tego, co powiedziano, nie wynika bynajmniej to, że zagadnienia paleoklimatyczne były niedoceniane w dotychczasowych badaniach nad dyluwium w ogóle. Owszem, gdy jest mowa o paleoklimacie czwartorzędu, przychodzą na myśl wartościowe wyniki licznych prac z dziedziny paleontologii i paleobotaniki. Ale powoływanie się na dorobek tych nauk potwierdza jeszcze jaskrawiej poprzednie wypowiedzi dotyczące głównie geomorfologii. Chodzi o to właśnie, że problem wpływu klimatu ograniczono niepotrzebnie prawie wyłącznie do zjawisk związanych z życiem organicznym, że nie uwzględnia się w pełni tego problemu w stosunku do zjawisk przyrody nieożywionej. A przecież klimat przynajmniej pośrednio kierował wieloma z nich. Bo klimat jest jednym z głównych czynników morfogenetycznych, obok struktury skał i budowy geologicznej podłoża.

Mamy tu pewien paradoks: Z jednej strony rolę klimatu podkreśla się stale przy omawianiu morfologii obszarów leżących dziś w różnych warunkach klimatycznych (morfologia pustyń, dorzecza Kolorado itp.). Z drugiej strony pomija się często czynnik klimatyczny — a jest to czynnik zmienny w czasie — gdy chodzi o badania morfologiczne pewnego określonego obszaru (np. jakiegoś obszaru o morfologii polodowcowej).

Na Niżu północno-europejskim powstawały i rozwijały się, względnie zamierały w pewnym stadium rozwoju, różne formy terenu (i ich zespoły) w różnych, zmieniających się w czasie, warunkach. Stąd też morfologia dzisiejsza jest nawarstwieniem wielu różnowiekowych krajobrazów morfologicznych, nawarstwieniem wielu tendencji morfogenetycznych, z których każda związana jest z pewnym układem warunków klimatycznych, właściwych dla określonego odcinka czasu. Te poszczególne odcinki czasu (etapy) o mniej lub więcej różnej morfogenezie, składają się dopiero na ogólną linię (historię) rozwoju morfologii pewnego obszaru.

Morfogenetyczna rola klimatu jest dwojaka: pośrednia i bezpośrednia.

1. Wpływ pośredni polega m. in. na utrwaleniu już istniejących form przez rozwój szaty roślinnej i powłoki glebowej, co przejawia się w unierucha-



mianiu wydm, konserwacji wszelkich zboczy, ograniczaniu swobody spływu wód opadowych itp.

2. Wpływ bezpośredni polega na bezpośrednim działaniu na powierzchnię terenu poszczególnych czynników klimatologicznych, takich jak temperatura, opady (ilość i rodzaj), wiatr i inne. — W tym przypadku chodzi o procesy *par excellence* fizyczne, zmieniające rzeźbę terenu.

Omówimy kolejno rolę wymienionych (najważniejszych) czynników w związku z ich wpływem na morfologię polodowcową.

Temperatura. Warunki termiczne klimatu w pierwszym rzędzie umożliwiły pojawienie się lodowca i jego trwanie na danym terenie (oznaczymy ten okres przez „T—1“). Zniżka temperatury umożliwia dalszą transgresję lądolodu, zaś zwyżka zmusza go do regresji. Regresja lodowca spowodowana wzrostem temperatury (a nie zmniejszeniem dopływu mas lodowych) przyczynia się jednocześnie do wyzwalań się wód roztopowych unieruchomionych poprzednio w postaci lodu. Zależnie od wielkości i szybkości wzrostu temperatury charakter regresji może być różny. Dostatecznie powolne i trwale ocieplenie pociągnie za sobą regresję „poziomą“ — systematyczne cofanie się lądolodu, poza krawędzią którego likwidowane są przeważnie przypadkiem pozostawione masy lodu. — Nagły i znaczny wzrost temperatury spowoduje regresję „pionową“ lądolodu, jego rozpad na liczne bryły lodu martwego, pozostające przede wszystkim w zagłębieniach i zasypywane następnie przez osady obfitych w tym czasie wód fluwioglacjalnych. Na Niżu północno-europejskim takie nagłe zwyżki temperatur musiały, jak się wydaje, powszechnie zachodzić w czasie recesji ostatniego zlodowacenia, skoro krajobrazy martwego lodu pojawiają się tu pospolicie na sandrach itp. Takie okresy intensywnego stapiania się lodowca i tworzenie się lodu martwego oznaczymy przez „T—2“. Powłoka osadów nad lodami martwymi, głównie na obszarach akumulacji fluwioglacjalnej, umożliwiła przetrwanie lodów przez długie okresy czasu<sup>1</sup>

Zmiany temperatur powietrza w czasach glacjału, jak i postglacjału zachodziły pewnymi etapami. Podobnie musiały się zmieniać temperatury gruntu. Na drodze do czasów dzisiejszych musiała się pojawić taka chwila, od której zaczęła się likwidacja mas martwego lodu zachowanego w głębi gruntu. Z okresem znikania lodu martwego wiąże się również większa obfitość wód roztopowych, które odegrały pewną rolę w procesach erozyjnych (okres „T—3“). Najpierw znikają wielkie masy lodu, później mniejsze, trwające jeszcze przez pewien czas w miejscach, gdzie ich zachowaniu się

<sup>1</sup> Powstanie lodów „martwych“ może być związane również ze zmniejszeniem się, względnie z całkowitym ustaniem dopływu mas lodowych — niezależnie od aktualnych warunków termicznych, panujących przy krawędzi lądolodu. Takie i temu podobne sytuacje niezwiązane z termiką pomijam w tym miejscu.



## Schematyczne zestawienie okresów klimatycznych,

Temperatura	Opad	Wiatr	Charakterystyczne cechy klimatu (ogólne określenie)
Bardzo niska „T-1”	Nieznacznym	Przeważnie antycyklonalny (północno-wschodni)	Bardzo zimny, kontynentalny, suchy (Arktyczny)
Niska „T-2”	Obfity „P-1” (związ. z zaburz. frontowymi)	Zmienny (związany z wędrownymi niżami)	I-sze ocieplenie, ale wciąż zimny; wilgotny  (Arktyczny — morski)  (Subarktyczny—?)
Dość niska „T-3”	Nieznacznym „P-2”	Przeważnie zachodni „W”	II-gie ocieplenie, dość zimny. Suchy  (Preborealny)
Wysoka „T-4”	(wzrasta!)		III — ocieplenie. Suchy. (Borealny)
	Obfity „P-3”		Ciepły, wilgotny (Atlantycki)

## zjawisk geomorfologicznych i innych

Charakterystyczne zjawiska morfologiczne	Przybliżony wiek względny, zarejestrowany przez:	Uwagi
Przewaga rozwoju form ściśle glacialnej genezy		Pełny rozwój zlodowacenia na danym terenie
Rozwój form akumulacji i erozji fluwioglacjalnej; powstawanie sandrów i pradolin (—najwyższych poziomów fluwioglacjalnych w pradolinie, związanych z bliskimi sandrami)	Najwyższe fluwioglacjalne tarasy w pradolinie	Regresja lądolodu, wielka obfitość wód płynących, fluwioglacjalnych (odpływy powierzchniowe, płytko wcięte bardzo szerokie doliny); rozpad lodowca na lody martwe
Dalszy rozwój pradolin. Rozwój dolinek bocznych w zboczach dolin. Niszczanie form glacialnych (denudacja itp.)	Młodsze poziomy tarasów fluwioglacjalnych	Lokalne zmiany kierunku odpływu wód (podążających za lądolodem) powstawanie zastoisk na jego przedpolu
Zamieranie dolinek bocznych, ich ewentualne przekształcanie się na zawieszane (przy pogłębianiu się doliny głównej)	Okres poglacjalnego wcinania się rzek	Zmniejszenie się ilości wód bieżących
Odmladzanie form polodowcowych wskutek topienia się wielkich mas lodu martwego (początek!); powstawanie krajobrazów martwego lodu, powstawanie jezior (których niecki zajmowały lody martwe). Liczne kaptuze	Wyższe stopnie tarasów rzecznych (młodsze od fluwioglacjalnych)	Obfite wody roztopowe, pochodzące z lodów martwych. Możliwości odpływu w nowych kierunkach. (dość szerokie doliny)
Zakończenie procesu odmladzania form polodowcowych. Ostateczna likwidacja mniejszych — resztkowych mas martwego lodu, bezodpływowe zagłębienia na tarasach przedliterynowych. Rozwój wydm na tychże tarasach; eoliczne niszczenie lub zasypywanie krawędzi tarasów — do najmłodszych przedliterynowych włącznie	Niższe stopnie tarasów rzecznych — ostatnie przedliterynowe	Znaczne zmniejszenie się ilości wód bieżących (doliny dość wąskie)
Utrwalanie się wydm	Okres erozji przedliterynowej, wzgl. literynowej	
Wznowienie erozji na zboczach dolin (powstawanie dolinek bocznych, parowów itp.)	Taras literynowy wzgl. politerynowy	Powszechny rozwój szaty roślinnej, na wydmach, piaskach tarasowych itp.
	Okres współczesny	



sprzyjały warunki termiczne (głębokość położenia pod powierzchnią miała znaczenie!). Po martwych lodach pozostały na powierzchni ślady — liczne zagłębienia (od pojedynczych, bezodpływowych, do wielkich zespołów takich form).

Dochodzimy wreszcie do czasu, gdy wszelkie resztki lodów zniknęły z danego terenu, do okresu zupełnie ciepłego („T—4“). W czasie tym wyłącznym źródłem wód płynących są opady związane z poszczególnymi rzeczami.

Opady. Mało jest stosunkowo faktów rzucających światło na przebieg opadów w postglacjale — rozumianym w najszerszym sensie, tzn. od chwili ustąpienia lodowca z danego terenu. Do faktów takich zaliczymy te formy erozyjne, które powstały w miejscach niedostępnych dla wód innych niż opadowe: przede wszystkim na zboczach. Zbocza starych dolin na całym bodaj Niżu północno-europejskim pocięte są przez formy erozyjne. Wśród nich wyróżnić można dolinki zamarte, nieczynne, najczęściej daleko zaawansowane w rozwoju — dojrzałe. Są one związane wyłącznie z poziomami fluwioglacjalnych tarasów. Powstanie tych starych dolinek bocznych (zawieszonych, o ile młodsza erozja rzeczna doprowadziła do późniejszego pogłębienia doliny głównej przy ich wylocie) można wyjaśnić w logiczny sposób jedynie przez przyjęcie występowania intensywnych opadów, związanych z pewnym, dawno skończonym okresem czasu („P—1“).

Brak śladów późniejszego rozwoju takich starych dolinek, świadczący o stagnacji erozji wód opadowych na zboczach dolin w czasie powstawania młodszych tarasów (pofluwioglacjalnych) — wiąże się z następnym kolejno okresem — bardzo ubogim w opady („P—2“). W tym czasie erozja na zboczach dolin ogranicza się do dolinek bocznych — żyjących permanentnym odpływem wód źródłanych. Te ostatnie mają czasem pięknie zachowane tarasy. Takie dolinki nie są bezpośrednim wytworem wód opadowych — lecz gruntowych.

Po fazie suchej można znów wyróżnić okres bogatszy w opady („P—3“) — jest to okres współczesnego rozwoju form erozyjnych na zboczach dolin.

Wiatr. Świadectwem swobodnego rozwoju form eolicznych są wydmy śródlądowe. Ich powstanie wiąże się z okresem suchym, w czasie którego (i aż do którego) roślinność nie zdołała utrwalić piasków. W każdym razie na piaskach, które dostarczyły materiału na budowę wydmy, nie mogło być lasu. Drzewa mogły w tym okresie suchym rozwijać się na gruntach bardziej wilgotnych (gliniastych itp.), względnie korzystać z wilgoci gruntowej dostarczanej miejscami przez lody leżące w głębi itp. Można przypuszczać, że na piaskach tworzących dostatecznie grubą warstwę nie było trwałej roślinności. Na takich to obszarach w okresie wybitnie suchym („W“) przejawiała się przede wszystkim wydmotwórcza działalność wiatru.



Ograniczymy się do wyżej opisanych, najbardziej charakterystycznych zjawisk (związanych z różnymi czynnikami klimatologicznymi). Aby powstał z nich obraz syntetyczny, należy je powiązać czasowo. Ustalenie chronologii względnej poszczególnych zjawisk umożliwiając ich związki z tarasami dolin rzecznych. Analiza przeprowadzona w terenie pod tym kątem widzenia, pozwoliła na zestawienie takiego obrazu syntetycznego, którego elementy zlewają się w logiczną całość. Charakter artykułu zwalnia na razie autora od potrzeby szczegółowego przedstawiania materiału dowodowego<sup>1</sup>.

Tu podkreślmy jeszcze jeden ważny moment: Chronologiczne powiązanie omawianych zjawisk daje podwójną broń w ręce badacza. — Z jednej strony związki tych czy innych kategorii form z określonymi poziomami tarasowymi rzucają światło na cechy klimatu panującego w czasie rozwoju tych poziomów tarasowych. — Z drugiej strony ustalenie kolejności zmian klimatycznych, utrwalonych w formach terenowych i powiązanych z tarasami rzeczными pozwoli na zastosowanie kryteriów klimatologicznych zarówno do studiów nad genezą, jak i wiekiem, względnie synchronizacją form terenowych. Na razie znaczenie tych kryteriów będzie miało charakter pomocniczy, wzgl. lokalny. W miarę opracowywania problemów poruszonych, w miarę przybywania materiałów porównawczych, ich znaczenie rozszerzy się przypuszczalnie w przyszłości.

Dotychczasowe wyniki badań w zakresie poruszanych zagadnień przedstawione są w schematycznym zestawieniu na str. 124 — 125.

Rzecz prosta w zestawieniu tym znajdują się pewne luki, niedające się jeszcze wypełnić. Niektóre zagadnienia są w nim podane w sposób uproszczony. Zwrócimy tu szczególną uwagę na wielką rozpiętość czasu, jaki dzieli moment ustąpienia lądolodu od chwili zupełnego zaniku lodów martwych. Ich ślady znaleziono jeszcze w tarasie bezpośrednio poprzedzającym taras litorynowy (w dorzeczu Niemna) w postaci bezodpływowych zagłębień. Znikanie lodów martwych niewątpliwie odmłodziło morfologię polodowcową. Zjawisko to miało miejsce stosunkowo bardzo niedawno. Stąd też młodość tej morfologii na Niżu północno-europejskim jest w dużym stopniu zjawiskiem wtórnym niezwiązanym już właściwie z okresem lodowcowym, a tym bardziej z lądolodem bezpośrednio. W powyższym zestawieniu podkreślono zależność, jaka istnieje pomiędzy wielkością dolin a ilością wód, które je tworzyły. Jasnym jest, że wielkość dolin (ich szerokość) może być też wynikiem innych procesów, np. meandrowania, ale ogólnie biorąc i w tym przypadku większe wody zdołają wykonać większą pracę. Jest rzeczą ciekawą, że dopiero na poziomie tarasu litorynowego doliny upodabniają się pod

<sup>1</sup> Krótki komunikat o badaniach w tym zakresie opublikowany jest w „Przeglądzie Geograficznym“ t. XXI. 1947, pt. Rekonstrukcja klimatu ...na podstawie morfologii terenu. Obszerniejsza praca jest w przygotowaniu i zostanie w bliskim czasie ogłoszona.



względem wielkości do dzisiejszych. Doliny na poziomach starszych są z reguły „za obszerne“ na wody obecnie płynące. Przejawia się tu też czynnik klimatologiczny, od którego obfitość wód zależy w pierwszym rzędzie.

Biorąc pod uwagę, jak bardzo długi odcinek czasu dzieli chwilę ustąpienia lądolodu od wtórnego odmłodzenia morfologii polodowcowej, wprowadzono w zestawienie okres niszczenia form glacialnych. W tym czasie powstały rozległe dolinki boczne w wyniku działania erozyjnego wód opadowych. Te same wody nie oszczędzały form glacialnych; ich powierzchnie były eksponowane ponadto przez długi czas na procesy soliflukcyjne itp.

W związku z tym można postawić następujące pytanie: — co oznacza „starość“ wzgl. „młodość“ morfologii polodowcowej? Jeżeli młodość jest w przewadze wynikiem procesów wtórnych — skutkiem zaniku (stosunkowo niedawnego!) lodów martwych, to poprzez tereny polodowcowe, nieposiadające cech morfologii młodej, musiała przejść fala ciepła tej miary, co w czasach klimatu borealnego, jeszcze przed tym zanim pojawiło się ostatnie zlodowacenie (bałtyckie). Wydaje się, że taka dopiero fala potrafiłaby zniszczyć lody martwe (jeden z głównych warunków odmłodzenia). Istnieje więc wielkie prawdopodobieństwo, że obszary o morfologii odmłodzonej i obszary o morfologii nieodmłodzonej, dojrzałej, i o dojrzałej sieci hydrograficznej, dzieli nie tylko element czasu ale i element klimatyczny — interglacjał.

Toruń, 1949 r.

*Institut Geograficzny  
Uniwersytetu Mikołaja Kopernika*



Винценты ОКОЛОВИЧ

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

При морфологических исследованиях нужно взять во внимание генерации форм, обусловленные изменением климата. В особенности при анализе ледниковых и послеледниковых форм нужно учесть роль мертвого льда, который просуществовал в земле долгое время и дал начало стоячим углублениям на территориях сформированных после отступления льда (например, на речных террасах и зандрах). Исчезание мертвых льдов вызывает „омолаживанье” послеледниковой морфологии. О периоде более богатых атмосферических осадков свидетельствуют мертвые долины, врезанные в откосы прадолин, тогда как период возникновения песчаных дюн совпадает с более сухим климатом.

Только при учете колеблющихся палеогеографических условий (палеоклиматических), с которыми были связаны разные морфогенетические процессы, можно понять окончательный результат их действия: современную морфологию территории. Удачное расшифрование морфогенезиса позволяет на:

1. установление связи с известными палеогеографическими условиями — прежде всего — палеоклиматическими;
2. определение сравнения вековых отношений исследованных явлений;
3. обработка климатических критерий, — которые могут явиться вспомогательными при применении к позднейшим геоморфологическим исследованиям.

Автор статьи считает, что палеоклиматические условия, наряду с геологическим строением района, относятся к числу важнейших морфогенетических элементов.

Современная послеледниковая морфология Северо-Европейской Низменности является результатом многократного последовательного наложения разновозрастных морфологических ландшафтов и различных морфогенетических тенденций, каждая из которых была связана с определенными климатическими условиями, характеризующими различные этапы развития морфогенезиса в этом районе.



Автор отличает, что роль палеоклиматических условий не всегда полностью учитывается при изучении послеледниковой морфологии.

Вследствие этого результаты многих исследований дают образ лишенный „перспективы времени”.

Наши сведения о палеоклимате ледниковой и послеледниковой эпох почти исключительно ограничиваются тем, что дали палеозоология и палеоботаника; проблема палеоклимата в большинстве случаев решается почти исключительно под углом зрения его влияния на органическую жизнь. Между тем проблема палеоклимата должна быть расширена также на явления неорганической природы; наши сведения должны естественно вытекать также из анализа явлений неорганической природы. Результаты анализа морфологических явлений, проведенного в районе под таким углом зрения представлены в настоящей статье.

Цель настоящей статьи заключается только в том, чтобы обратить внимание на затронутую проблему<sup>1</sup>.

Более подробная работа на эту тему подготавливается к печати. Выводы базируются на наблюдениях над определенными формами рельефа, относительный возраст которых представляется возможным определить благодаря связи их с террасами речных долин. Сюда относятся прежде всего:

1. Омертвелые боковые долинки, прорезающие склоны речных долин. Они указывают на период интенсивных атмосферических осадков, ибо выступают в местах, недоступных для каких либо вод, кроме дождевых.

Интенсивные осадки этого периода, наряду с солифлюкцией и тому подобными приводили к частичному уничтожению собственно ледниковых форм — их „старению”.

2. Бессточные впадины, оставшиеся после растаяния „мертвого” льда свидетельствующие о существовании таких термических условий, при которых массы льда могли в течении долгих промежутков времени оставаться в грунте. Зандровые острова — свидетели бывших зандровых горизонтов, часто высоко поднимающиеся над соседними пониженными участками, оставшимися после „мертвых” льдов и другие подобные явления — указывают на изобилие в прошлом больших масс „мертвых” льдов, просуществовавших в течении долгих промежутков времени. Бессточные впадины такого происхождения встречаются даже в типичных

<sup>1</sup> Фактический материал частично был опубликован в краткой заметке под заглавием *Rekonstrukcja klimatu na podstawie geomorfologii regionu. Przegl. Geogr.* t. 21, Warszawa 1948.



речных террасах, со стоком к морю, между прочим, даже и в самых молодых — предлитторниновых.

Исчезновение „мертвых льдов” влечет за собой:

- а) освобождение озерных углублений от льда,
- б) увеличение дебита грунтовых вод, благодаря таянию льдов,
- в) общее омоложение послеледниковой морфологии.

3. Возникновение дюн и эоловое выветривание кантов террас, в том числе и самых младших — предлитторниновых, незащищенных от воздействия западных ветров — свидетельствуют о сухости этого периода.

Все выше описанные явления, так же как и ряд других, о которых здесь не упоминалось, схематически представлены в прилагаемой таблице.

Таблица эта позволяет сделать следующие выводы:

1. Исчезновение „мертвых” льдов отделено от момента отступления ледяного покрова из данного района сравнительно долгим промежутком времени — периодом „старения” собственных ледниковых форм рельефа.

2. Исчезновение „мертвых” льдов связано со сравнительно недавним периодом очень теплого климата, явившегося одновременно с периодом омоложения послеледниковой морфологии.

Возникает вопрос — когда исчезли „мертвые” льды в районах с неомоложенной морфологией, то-есть в таких районах, в которых в период бореального климата уже не было „мертвых” льдов, являвшихся главным фактором омоложения послеледниковой морфологии.

В свете представляемых фактов кажется вероятным, что послеледниковые пространства с неомоложенной морфологией следует связывать со старшим оледенением, а не с последним.

Как видно, ряд чисто морфологических явлений подводит нас к выводам относительно палеоклимата. Можно, таким образом, получить климатологические критерии, которые помогут нам в геоморфологических исследованиях. Пока эти критерии не могут иметь решающего значения. Они требуют дальнейшей проверки и подробной обработки; тем не менее, при соблюдении необходимой осторожности, их можно с пользой применить. Прежде всего они дают в руки возможность уловить перспективу в истории развития послеледниковой морфологии Низменности, благодаря разделению определенных явлений во времени.

*Географический Институт*

*Торунь, 1949.*

*Университета им. Николая Коперника*



Wincenty OKOŁOWICZ

## CLIMATOLOGICAL CRITERIA IN GEOMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE NORTH EUROPEAN LOWLAND

### S U M M A R Y

#### Abstract

In morphological analysis generations of forms due to climatic changes should be more closely studied. Especially the significance of dead ice ought to be considered. Depressions with no outlet could be due to dead ice if it remained for a long time in an area (on river terraces and outwash plains). The melting away of dead ice causes rejuvenation of a post-glacial morphology. Periods with abundant rainfall are marked by dead ravines and solifluction forms, while dunes correspond to more arid climate.

Beside the geological structure of the terrain, the author regards the palaeoclimatic conditions as the most important morphogenetic factors. The present post-glacial morphology of the north-European lowland represents a superimposition of the diverse-age morphological landscapes and morphogenetic tendencies, each one of which is bound with a certain disposition of climatic conditions, proper for particular stages of the general morphogenetic development.

The author is of the opinion that the studies as regards the post-glacial morphology do not ascribe a sufficiently enough importance to the rôle of the palaeoclimatic conditions. In consequence the results of many works give a picture which is deprived of the „time perspective“. The only information we possess, as concerns the palaeoclimate of the Glacial and Post-Glacial, are those we could obtain from the palaeozoology and palaeobotany: the problem of the palaeoclimate is almost exclusively considered from the viewpoint of its influence upon the organic life. This problem ought to be widened upon the morphology, it must result from its analysis (in a similar way as we see it in the problem of the geological structure) — in case, of course, if we want to truly understand them.



The results of the morphological analysis, carried out in the field from the above viewpoint are given in the present article<sup>1</sup>.

The conclusions are based on observations of certain morphological forms, the relative age of which could be determined in respect to the terraces of the river valleys. The following forms belong here first of all:

1. Side dead valleys cut in the slopes of the valleys. They record the period of intensive rainfall as they occur in places accessible to only that type of waters.
2. Depressions with no outlet after a dead ice prove about the existence of such termic conditions which permitted the ice to remain in the ground. The residual hills of the outwash plain being left after former horizons, that are often elevated over the neighbouring areas of depressions after the dead ice, as well as other similar phenomena, prove about the abundance of the dead ice which remained during a very long time. The depressions without outlet of this origin occur even within terraces bound with the outflow towards the sea, among others in the youngest pre-Littorina period.

The disappearance of the dead ice involves: a) the release of lake basins from the ice, b) the enrichments of ground waters by melting waters, c) a general rejuvenation of the post-glacial morphology.

3. The accumulation of dunes and the destruction of the terraces margins due to deflation among others of the youngest pre-Littorina terraces subjected to the operation of western winds, prove about the aridity of that period.

The above described phenomena, as well as those not mentioned here, have been stated in a schematical way on the enclosed schematical statement.

Several facts have been shown on the table below:

1. A very long period of time had elapsed between the disappearance of the dead ice and the moment of the recession of the ice sheet (from the given area). During this period the proper glacial forms become mature.

---

<sup>1</sup> The article aims at drawing the reader's attention to the discussed problem. The evidence material has been partly given in a short communiqué intitled: „Rekonstrukcja klimatu na podstawie morfologii terenu — Reconstruction of climate based on geomorphology“ — *Przegląd Geograficzny — Revue polonaise de Géographie* — XXI, 1947, Warszawa, 1948.

A more detailed work is in preparation.



## Schematical Statement of Climatic Periods,

(Worked out by W. Okołowicz, 1949)

Temperature	Precipitation	Wind	Characteristic features (general definitions) of the climate
Very low „T-1“	Slight	Mostly anticyclonal (NE)	Very cold, continental, arid (Arctic)
Low „T-2“	Abundant „P-1“ (bound with the front disturbances)	Variable (bound with wandering depressions)	First warming up, but still cold; humid  (Marine arctic) (Subarctic — ?)
Rather low „T-3“	Slight „P-2“		Second warming up, rather cold. Arid  Pre-Borea )
High „T-4“	(Increases !)	Mostly western „W“	Third warming up. Arid (Boreal)
	Abundant „P-3“		Warm, humid (Atlantic)

## Geomorphological and other Phenomena

Characteristic morphological phenomena	Approximate relative age „registered“ by	Remarks
Advantage of the development of forms of the strictly glacial origin		The full development of the glaciation (in the given area)
The development of the accumulation forms and the fluvio-glacial erosion; the origin of outwash plains and large pre-valleys (of the uppermost fluvio-glacial horizons within the old valley bound with the nearby residual hills)	The upper fluvio-glacial terraces in the old valleys	Recession of the ice sheet, abundant flowing waters, fluvio-glacial; (“surface” outflows, shallow cut in very wide valleys); desintegration of the glacier into “dead” ice.
Further development of old valleys. Development of “lateral” valleys in the valley’s slopes. Destruction of glacial forms (denudation, etc.)	Younger levels of fluvio-glacial terraces	Local changes of the waters outflow direction (following the ice sheet) occurrence of ice dammed lakes upon its foreland
Decline of „lateral” valleys, their eventual transformation into hanging ones (at the deepening of the main valley)	The post-glacial period of the cutting in (erosion) of rivers	The decrease of the amount of the flowing waters. Abundant flooding waters owed to “dead” ice. Possibilities of an outflow in new directions (Rather wide valleys)
The „rejuvenation” of the „post-glacial” forms owing to the melting of considerable sheets of dead ice (the beginning); the origin of the dead ice landscape and of lakes (the basin of which were occupied by dead ice) Numerous river captures	Upper river terraces (Younger than the fluvio-glacial)  Lower river terraces, last pre-Littorina	A considerable decrease of the amount of flowing waters (rather narrow valleys)
End of the „rejuvenation” process of the “postglacial” forms. Final liquidation of smaller-remainder amounts of dead ice, depressions without outlet on the pre-Littorina terraces. Development of dunes upon these terraces; deflation or covering of the terraces edges, up to the youngest, pre-Littorina one inclusively	The period of the “pre-Littorina”, or “Littorina” cutting (in erosion)	
The consolidation of the dunes	“Littorina” or „post-Littorina” terraces	General development of vegetation on dunes, sand terraces, etc.
Revival of erosion upon the slopes of the valleys (formation of small „lateral” valleys, ravines, etc.)	Contemporary period	



2. The disappearance of the dead ice is bound with a very warm, and relatively recent period of the rejuvenation of the post-glacial morphology.

There occurs a question when has disappeared the dead ice in the areas of the non-rejuvenated morphology, i. e. on such grounds where dead ice was already non-existent at the time of boreal climate, as it represented the main condition of the rejuvenation of the post-glacial morphology. It seems very probable, from the viewpoint of the facts mentioned above, that the postglacial areas of a non-rejuvenated morphology must be bound with the older, and not with the last glaciation.

A number of morphological phenomena, as has been already mentioned, bring about conclusions concerning the palaeoclimate. By inverting the problem we may obtain climatological criteria which can help us in geomorphological investigations. These criteria may not be decisive so far. They demand a further examining and detailed working out, but they may be advantageously applied, however, when preserving the necessary care. They give first of all the possibility of understanding the perspective in the history of the development of the post-glacial morphology in the lowland through the allocation of the phenomena within the time.

Toruń, 1949.

*Geographical Institute  
N. Copernicus University*



Mieczysław KLIMASZEWSKI

## ZAGADNIENIA PLEJSTOCENU POŁUDNIOWEJ POLSKI

(z 1 tabl.)

### Streszczenie

Na terytorium Polski inaczej przebiegało zjawisko zlodowacenia w części południowej aniżeli w północnej. W Polsce południowej przebieg zlodowacenia oraz procesów zlodowaceniom towarzyszących musiał się dostosowywać do bardzo urozmaiconej rzeźby przedczwartorzędowej obszarów wyżynnych i górskich. Biorąc to pod uwagę starałem się uchwycić wpływ konfiguracji podłoża na sposób rozprzestrzeniania się, zasięg i działalność lądolodów w okresie zlodowacenia Cracovien i Varsovien I. Zostały omówione dane, pozwalające na odtwarzanie klimatu i zmian klimatycznych, jakie zachodziły w Polsce południowej w okresie plejstoceńskim. Zwrócono też uwagę na przebieg i rozmiary procesów i zjawisk hydrograficznych, odbywających się na tym obszarze w okresach nasuwania się i cofania lądolodów. Została przy tym stwierdzona wielka zależność tych zjawisk od warunków orograficznych.

Przebieg różnego rodzaju procesów i zjawisk starałem się odtworzyć na obszarze całej Polski południowej w sposób równomierny i konsekwentny. Chodziło też o powiązanie dotychczasowych wyników badań na obszarze śląskim z badaniami przeprowadzonymi w części małopolskiej. Wynikiem tego jest próba wyznaczenia na podstawie niekiedy bardzo ubogich danych zasięgu zlodowacenia Cracovien i Varsovien I na całym terytorium Polski południowej oraz zasięgu stadium warciańskiego w części śląskiej. Rozważano też zagadnienie ilości zlodowaceń na tym obszarze i kryteria ich wyznaczania i rozgraniczania, sprawę zlodowaceń górskich oraz ich paralelizację ze zlodowaceniami niżowymi.

W opracowywaniu tych zagadnień opierałem się nieraz na danych bardzo fragmentarycznych i raczej na spostrzeżeniach aniżeli na uogólnieniach. Starałem się dać pewien pogląd ogólny, oparty na dużej ilości faktów a nie ograniczałem się do przedstawiania i referowania wyników różnych badań, przeprowadzonych na obszarze Polski południowej. Chodziło mi też o stwierdzenie i wysunięcie na pierwszy plan pewnych faktów i zjawisk, z których obecnością i konsekwencjami należy i trzeba się liczyć.

### WSTĘP

Na terytorium Polski zaznaczają się dwa regiony krajobrazowe, różne pod względem genetycznym. Polskę północną budują utwory wyłącznie czwartorzędowe i zlodowaceniom zawdzięcza ona swoje morfologiczne rysy. W części południowej panuje rzeźba przedczwartorzędowa a utwory dyluwialne



tylko cienką i niejednorodną pokrywą zacierają jej wyrazistość. Z tego powodu trzeba inaczej podchodzić do wielu zagadnień dyluwialnych w każdym z wymienionych regionów.

Na północy zjawiska i procesy związane ze zlodowaceniami miały przebieg bardziej swobodny, lodowce nie napotykały na poważniejsze przeszkody terenowe a ich wody mogły się rozplywać bardzo szeroko. Natomiast w części południowej wielką rolę odgrywała predyspozycja morfologiczna. Ukształtowanie podłoża warunkowało przebieg, kierunek a nawet zasięg zlodowaceń a odpływ wód roztopowych był wyznaczany przebiegiem obniżen i starych form dolinnych. Te różnice upoważniają do traktowania odrębnego wielu problemów dyluwialnych na terenie Polski południowej.

Polska południowa nie jest ukształtowana jednolicie (75, 105a). Znajdują się tu krainy o różnych wysokościach bezwzględnych i względnych, o różnej budowie geologicznej i różnym urzeźbieniu. To wszystko wpływało w pewien określony sposób nie tylko na przebieg zlodowacenia i procesów zachodzących w okresie dyluwialnym ale także na stan zachowania utworów czwartorzędowych. Dlatego trzeba rozpocząć rozważania od zorientowania się w inwentarzu form i krajobrazów Polski południowej.

Tu można wyróżnić trzy zasadnicze typy krajobrazowe a mianowicie krajobrazy górskie, wyżynne i nizinne.

Krajobrazy górskie znajdujemy w Karpatach, Sudetach i w Górach Świętokrzyskich. Cechy górskie mają w polskiej części Karpat Beskidy i Tatry, wznoszące się do wysokości 1725 m i 2499 m, w Sudetach liczne masywy i pasma górskie, wyrastające ponad wyżynne pogórza do wysokości 1603 m, w Górach Świętokrzyskich podłużne grzbiety, sięgające do wysokości 611 m.

Wśród wyżyn należy odróżniać: zwarte płaty wyżynne, porozcinane głębokimi dolinami, od wyżyn rozczłonkowanych, gdzie niewielkie płaty, garby lub pagóry wznoszą się ponad rozległe obniżenia. Typ pierwszy reprezentują pogórza — Karpackie i Sudeckie oraz Wyżyny: Lubelska, Opatowska, Suchedniowska, Krakowsko-Miechowska. Do drugiego należą Wzgórza Opoczyńskie, Niecka Nidziańska, Wyżyna Śląska i Przedgórze Sudetów.

Cechy krajobrazu nizinnego posiadają dwie wielkie kotliny podkarpackie: Sandomierska i Oświęcimska oraz rozległa Kotlina Śląska.

Każdy z tych typów stwarzał inne warunki dla rozwoju zlodowacenia i przebiegu procesów, związanych z tym zjawiskiem. Ale to nie wszystko. Każda z tych krain dawała i daje inne możliwości zachowania się materiału czwartorzędowego. Te utwory zachowały się dużo lepiej w rozległych obniżeniach, aniżeli w wąskich dolinach rzecznych, lepiej na rozległych i płaskich wierzchowinach, aniżeli na stromych pagórkach lub wydłużonych garbach. Z tych też powodów na pierwsze miejsce wysuwa się zagadnienie powierzchni podczwartorzędowej w Polsce południowej.



## I. POWIERZCHNIA PODCZWARTORZĘDOWA

Zagadnieniem powierzchni podczwartorzędowej zajmowali się Fleszar, Lewiński i Samsonowicz (109) oraz Zierhoffer (289). Z wymienionych prac jedynie rozprawa Zierhoffera dotyczy obszaru prawie całej Polski. Mapa tam załączona daje interesujący obraz części północnej, natomiast dla Polski południowej otrzymujemy obraz bardzo uproszczony i w dalszych rozważaniach mało przydatny.

Powierzchnia bowiem podczwartorzędowa Polski południowej pokrywa się na ogół z powierzchnią dzisiejszą, a jest schowana pod utworami dyluwialnymi — poza terenami lessowymi — jedynie w kotlinach, obniżeniach i wąskich dolinach rzecznych. Z badań Friedberga (41), Łomnickiego (299), Klimaszewskiego (78) i in. wiemy, że skaliste dna dolin karpackich, zwłaszcza odcinków pogórskich, są wyścielone utworami akumulacji rzecznej o kilkumetrowej miąższości (do 10 m). Także w Sudetach dna dolin wypełnione są osadami rzecznyymi o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów (patrz objaśnienia do map geologicznych 301—379).

W Kotlinie Sandomierskiej dno podczwartorzędowe znajduje się w głębokości 10 do 20 m (222, 12). W podobnej głębokości leży ono we wschodniej części Kotliny Oświęcimsko-Raciborskiej (31), zato w części zachodniej miąższość wyścielających ją utworów dyluwialnych dochodzi do 100 a nawet koło Rybnika do 150 m (150). W Kotlinie Śląskiej miąższość osadów czwartorzędowych nie przekracza 50 m (39).

W obszarze wyżynnym spotykamy znowu zasypanie den dolinnych. Wszystkie obniżenia wyścielone są tutaj grubo utworami czwartorzędowymi. Maskują one rzeźbę preglacjalną, odznaczającą się dużo większą wyrazistością i większymi deniwelacjami niż współczesna. Na podstawie wierceń wiemy, że podczwartorzędowe dna skalne znajdują się w głębokości kilku a nawet i kilkudziesięciu metrów poniżej koryta dzisiejszych rzek. Na przykład preglacjalne dno doliny Bugu koło Sokala znajduje się 16 m poniżej poziomu rzeki (68), w dolinach Wyżyny Opatowskiej aluwia dolinne posiadają około 10 m miąższości a w dolinie Kamiennej 16 do 20 m (224). W Górach Świętokrzyskich rozległe obniżenia wyścielone są utworami dyluwialnymi o miąższości do 60 m (24) a w obrębie Niecki Nidziańskiej pokrywa piaszczysta przekracza 10 m grubości (106). Bardzo interesująco przedstawia się to zagadnienie na obszarze Wyżyny Śląskiej, gdzie wielkie obniżenia, ciągnące się pomiędzy progami denudacyjnymi, liczne zapadliska i stare doliny mają dna zasypane utworami dyluwialnymi o miąższości do 50 m (67, 107, 216). Przykładem dobrego opracowania tego zagadnienia dla obszaru wyżynnego jest „Mapa ukształtowania podłoża plejstocenu w okolicy Łędzin“ wykonana przez R. Krajewskiego na



podstawie dużej ilości wierceń (89). Mapy tego rodzaju dalyby nam niezwykle interesujący obraz rzeźby przedczwartorzędowej<sup>1</sup>.

## II. ILOŚĆ ZŁODOWACENŃ W POŁUDNIOWEJ POLSCE

Na obszarze południowej Polski mamy wyraźne ślady w części wschodniej jednego zlodowacenia a w części zachodniej dwóch zlodowaceń. Dowody są natury zarówno stratygraficznej jak i morfologicznej.

W części wschodniej, małopolskiej, występuje tylko jeden pokład gliny morenowej nie nasuwający żadnych zastrzeżeń ani wątpliwości. Jest on świadectwem lądolodu, sięgającego w brzeżne części Karpat w okresie zlodowacenia Cracovien, L<sub>3</sub> wg Limanowskiego (123), karpackiego wg L. Sawickiego (226), Elstery wg Woldstedta (275). Morena denna tego zlodowacenia zachowała się w postaci płatów typowej gliny morenowej jedynie w obrębie kotlin, dolin i szerokich obniżeń i tu prawie zawsze podścielają ją utwory wód płynących a często także stojących (żwiry, piaski, mulki, ily). Natomiast na garbach pogórskich, pagórkach i małych płatach wyżynnych morena została przeważnie przemyta i reprezentują ją głównie głazy narzutowe. O rozmieszczeniu niewielkich płatów morenowych, ocalałych przed zniszczeniem oraz o ich stosunku do piasków podmorenowych, niesłusznie nazwanych „piaskami i głazami akumulacji lodowcowej“ informuje m.in. „Przełądowa Mapa Geologiczna“ arkusz Kielce (1 : 300 000) opracowana przez J. Czarnockiego (385).

W części zachodniej, śląskiej<sup>2</sup>, znajdowana jest większa ilość pokładów morenowych. Na obszarze Górnego Śląska (Kotlina Raciborsko-Oświęcimska) występuje w niektórych miejscach aż pięć moren, poprzegradzanych warstwami piasku.

Leszczyny koło Rybnika (150):

V. Margiel morenowy	7,1 m
Żwiry	6,9 „
IV. Margiel morenowy	13,0 „
Żwiry i piaski	1,0 „
III. Margiel morenowy	3,0 „
Piaski i żwiry	2,0 „

<sup>1</sup> Dla obszaru niżowego szczegółowe i bardzo interesujące mapy ukształtowania podłoża czwartorzędu z poziomkami co 5 m zawiera rozprawa E. Rühlego (215). Na arkuszu mapy 1 : 300 000 Radom rzeźbę podczwartorzędową oddają poziomice prowadzone co 25 m (Przełądowa Mapa Geologiczna Polski, B, bez utworów czwartorzędowych, opracowana przez E. Rühlego).

<sup>2</sup> Bardzo dobry przegląd zagadnień i literatury dyluwialnej Śląska ale bez poglądu na przebieg i rozwój zjawisk dał ostatnio M. Schwarzbach (236).



II. Margiel morenowy	31,0 m
Piaski i żwiry	1,7 „
I. Margiel morenowy	5,3 „

Przeważnie jednak znajdowane były dwa względnie trzy pokłady morenowe na tym terenie. Na obszarze arkusza Grodziec ustalił Doktorowicz-Hrebnicki (64, 67) następującą kolejność ułożenia utworów dyluwialnych:

d) Morena denna młodsza, brunatna	Varsovien I
c) Utwory międzymorenowe, przeważnie piaszczyste	
b) Morena denna starsza, szaro-brunatna	Cracovien
a) Osady fluwioglacjalne starsze od moreny (piaski, żwiry, mułki i ily).	

W Maciowakrzcu na południowy zachód od Koźła wiercenie przebiło (286):

Piasek pylasty (lessowy)	4,2 m
Piasek gliniasty	2,1 „
III. Margiel morenowy, w stropie odwapniony	31,7 „
Piaski grube z otoczkami wapiennymi	7,3 „
Szuter rdzawy, wapnisty	4,2 „
II. Margiel morenowy, piaszczysty	0,3 „
Piaski drobne i grube, białe, bezwapienne, w spągu biały szuter	13,6 „
I. Margiel morenowy	0,5 „

Dwa margle dolne wiązane są tu na podstawie profilu w Gościęcinie, zawierającego utwory interglacjalne (patrz strona 160), ze zlodowaczeniem Cracovien a pokład górny ze zlodowaczeniem następnym, Varsovien I (1, 232). Na podstawie tego profilu można też wnosić o dwufazowości zlodowaczenia Cracovien.

Ślady tej dwufazowości, wyrażającej wahnienia oscylacyjne czoła lądolodu w okresie maksymalnego rozprzestrzenienia, były też stwierdzone na brzegu Karpat koło Rzeszowa i Dębicy (78) oraz u stóp Sudetów Wschodnich koło Głucholazów (1). Tu utwory morenowe względnie fluwioglacjalne podzielone są warstwą żwirów wyłącznie sudeckich:

Gлина morenowa zaburzona	2,0 m
Żwiry sudeckie, zaburzone	3,0 „
Piaski i żwiry fluwioglacjalne	5,0 „

W Kotlinie Śląskiej oraz w brzeżnej części Sudetów Środkowych i Zachodnich nie stwierdzono więcej aniżeli dwie moreny, przegrodzone i podścielone osadami wód płynących. W Dobrzenicach koło Niemczy odsłania się profil, na podstawie którego O. Tietze gruntował swój pogląd o dwukrotnym zlodowaczeniu Śląska (265, 333):



Less	
Glina morenowa	4 m
Piaski zaburzone	
Warstwa głazów — morena przemyta	1—2 „

Górną glinę morenową, budującą powierzchnię przeważnej części Kotliny Śląskiej, wiązał Tietze ze zlodowaczeniem Saali (Varsovien I) a morenę dolną, przemytą, ze zlodowaczeniem Elstery (Cracovien). Podobne profile były znajdowane koło Świdnicy (352), Dzierżoniowa (350) i Ząbkowic (358). Także w pogórskiej części Sudetów odsłaniają się w kilku miejscach dwa pokłady morenowe, przegrodzone utworami warstwowanymi. W dolinie Bystrzycy ukazują się w kilku cegielniach (2, 349) dwa pokłady morenowe, przegrodzone ciemnymi łałami wstęgowymi o miąższości od 0,5 do 6,0 m. Morena dolna ilasta i czarna od domieszki lignitu jest związana ze zlodowaczeniem Elstery (Cracovien) zaś górna, piaszczysta, o barwie brunatnej ze zlodowaczeniem Saali (Varsovien I) (2, 349).

Z Białego Kamienia koło Wałbrzycha Frech (39) cytuje profil następujący:

Glina piaszczysta	
Cienka warstwa marglu morenowego	
Soczewki ilu wstęgowego	
Piaski	
Margiel morenowy	
Iły wstęgowe	

Na Pogórzu Kaczawskim dwie moreny przegrodzone utworami rzecznyymi znajdował Zimmermann (366) i Genieser (44 a). Ostatni podaje następujący profil, odsłaniający się w Świerzawie:

Glina morenowa	1—3 m
Żwiry i piaski	4 „
Glina morenowa ilasta	3—4 „

W północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej (Wyżyna Częstochowska i Wieluńska, północno-zachodnia część Niecki Nidziańskiej i Wzgórza Opoczyńskie) znajdowane są wyraźne ślady i pozostałości dwóch zlodowaceń przez Premika (189—202), Passendorfera (170—177), Lewińskiego (111), Świdzińskiego (247), Gołąba (45) i Mossoczego (156).

Na północny wschód od Częstochowy występuje według Premika (199):

- d) Gruby kompleks rdzawych glin z głazami, należącymi do zlodowaczenia Varsovien I
- c) Mulki ze śladami roślin — interglacjał Masovien I
- b) Utwory fluwioglacjalne ustępujące lodowca Cracovien
- a) Szara morena zlodowaczenia Cracovien.



Na północny zachód od Częstochowy stratygrafia utworów dyluwialnych przedstawia się według Mossoczego następująco (156):

- f) Utwory z recesji lodowca
- e) Młodsza morena, przeważnie piaszczysta
- d) Żwiry i piaski fluwioglacjalne
- c) Żwiry, piaski i mulki interglacjalne
- b) Starsza morena
- a) Żwiry i piaski z transgresji lodowca

W obszarze położonym na południe od Częstochowy przynależność utworów plejstocenijskich do dwóch zlodowaceń przyjmuje ostatnio Gołąb (45). Podaje on następującą stratygrafię tych utworów:

- |                             |             |
|-----------------------------|-------------|
| e) Piaski i żwiry           |             |
| d) Głina zwałowa brunatna   | Varsovien I |
| c) Piaski i żwiry           |             |
| b) Mułki z okruchami roślin | Masovien I  |
| a) Głina zwałowa szara      | Cracovien   |

Lewiński (111) stwierdził dwa margle morenowe przegrodzone osadami zawierającymi szczątki roślinne w Piotrkowie a Passendorfer (173) podaje dla okolic Sulejowa profil następujący:

- |  |              |
|--|--------------|
| f) Głina czerwona z głazami skał północnych                | glacjal      |
| e) Piaski warstwowane                                      |              |
| d) Iły warstwowane   | interglacjal |
| c) Żwiry o warstwowaniu krzyżowym                          |              |
| b) Głina szara z otoczkami skał północnych, silnie rozmyta | glacjal      |
| a) Żwiry grube z otoczkami skał północnych                 |              |

Utwory międzymorenowe są osadem przeważnie jałowym (żwiry, piaski, mulki, ily) i byłoby rzeczą niewłaściwą na podstawie ich występowania wnosić o wielokrotności zlodowaceń. Mogły one bowiem zostać osadzone zarówno w przerwie interglacjalnej jak i interstadialnej a nawet odpowiadać wahnieniom oscylacyjnym czoła lądolodu. Z tego powodu, aby przyjąć dwa lub więcej zlodowaceń trzeba stwierdzić albo wyraźne różnice w składzie petrograficznym moren albo też znaleźć w utworach międzymorenowych florę względnie faunę interglacjalną, co jest dowodem najpewniejszym. Kryteria inne jak różna barwa, przemycie moreny lub jej zwietrzenie nie dowodzą jeszcze przerwy interglacjalnej.

Na Śląsku mamy niestety mało stanowisk interglacjalnych a i z tych nie wszystkie zostały należycie opracowane. Najbardziej znane i wielokrotnie opracowane były utwory interglacjalne w Imbramowicach. Zostały one umieszczone w interglacjale Masovien I zarówno przez badaczy niemieckich.



(50, 57, 88, 341) jak i polskich (185) raczej na podstawie charakteru roślinności, aniżeli danych geologicznych. Szczątki roślinne z *Betula nana*, znajdowane w kredzie jeziornej świadczą o klimacie zimnym, jaki miał panować w okresie cofania się lądolodu Cracovien. W górnej części kredy, zawierającej liczne ślimaki oraz w warstwie torfu pojawia się coraz więcej ciepłolubnych elementów aż po las lipowo-dębowy i klon tatarski (*Acer tataricum*) natomiast uderzającym jest brak buka. Ta roślinność dowodzi klimatu cieplejszego, aniżeli dzisiejszy i uchodzi za charakterystyczną dla wielkiego interglacjału.

Interglacjał w Gościćcinie, leżącym na południowy zachód od Koźła, posiada lepszą pozycję stratygraficzną, bo reprezentują go utwory przez morenę podścielone i moreną przykryte (232).

Utwory odsłonięte w studni:

Gleba	0,0— 1,0 m
Gлина lessowa	1,0— 3,0 „
Gлина piaszczysta	3,0— 5,0 „
Szuter rdzawy	5,0— 5,5 „
III. Margiel morenowy brunatny, w stropie odwapniony	5,5— 8,0 „
Gytia szaro-brunatna i zielonawa	8,0— 8,3 „
II wapniste i torfiaste z okrzemkami (ziemia okrzemkowa)	8,3—10,9 „
Gytia szaro-brunatna i zielonawa	10,9—11,5 „
Piaski z minką	11,5—13,0 „

Utwory przebite wierceniem:

Piaski z minką	13,0—14,5 „
Margiel piaszczysty, łupliwy	14,5—17,0 „
II. Margiel morenowy szary	17,0—36,0 „
Margiel piaszczysty szary	36,0—53,0 „
I. Margiel morenowy szary	53,0—59,0 „
Margiel szary	59,0—69,5 „
Piaski szare	69,5—75,0 „
Szuter	75,0—79,0 „
Piaski	79,0—79,4 „
Iły trzeciorzędowe	

Gytie oraz torfy wapniste i ilaste, przepojone okrzemkami, zawierają bogatą faunę (łuski ryb, skorupy ślimaków, owady) oraz bardzo obfite szczątki roślinne przy czym w gytiach ma panować roślinność okresów chłodnych (sosna, świerk, wierzba, brzoza) a w utworze torfiastym ciepła, interglacialna (dąb, lipa, wiąz, olcha, leszczyna, osika, klon itp.). Materiał ten został zebrany i opracowany przez tamtejszego nauczyciela nieumiejętnie i niestarannie



(232) toteż interglacjał w Gościęcinie musi być na nowo opracowany i na to w pełni zasługuje. Na podstawie stosunków geologicznych interglacjał z Gościęcina umieszczany jest w okresie Masovien I (1, 232).

W sąsiednich Pawłowiczkach została znaleziona i opracowana przez Bau'a fauna interglacjałna (7). Są to skorupy mięczaków, głównie ślimaków z gatunku *Valvata*, tkwiące w piaskach na złożu wtórnym. Także i ta fauna została umieszczona w interglacjałale Masovien I.

Znane jest także stanowisko z roślinnością kopalną w Janowcu pod Bardem (285). Roślinność została zbadana przez Starka i Overbecka (243) ale jej przynależność do któregoś z interglacjałów nie jest jeszcze ustalona. Według Starka i Overbecka pochodzi ona z okresu schyłkowego jednego z interglacjałów, natomiast Zeuner nie wyklucza wieku nawet preglacjałnego.

Na Górnym Śląsku były często znajdowane w piaskowniach kości zwierząt dyluwalnych (60, 61). Z tego została opracowana jedynie fauna z Miłowic pod Katowicami przez Ryziewiczza (217). Zawiera ona m. in. kości nosorożca włochatego, mamuta, wołu piżmowego, lwa jaskiniowego i renifera.

W dwukrotnie zlodowaconej północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej utwory interglacjałne roślinne zostały stwierdzone i dobrze opracowane w Dzbankach Kościuszkowskich (185, 197), Szczercowie (185, 197), Olszewicach (174, 173), Barkowicach Mokrych (120, 173) i w Bedlnie (173, 254).

#### Dzbanki Kościuszkowskie:

j) Piaski rzeczne	0,60 m
i) II piaszczysty	0,82 „
h) II piaszczysty z detrytusem roślinnym	0,53 „
g) Torf z <i>Betula nana</i>	0,21 „
f) Torf mszysty z kawałkami drewna	1,45 „
e) Gytia	1,40 „
d) Iły i mulki jeziorne w spągu warwowe	8,16 „
c) Piaski i żwiry	0,25 „
b) Szary margiel morenowy	4,50 „
a) Piaski z otoczkami skał północnych	3,75 „

#### Szczerców:

d) Piaski rzeczne	0,26 m
c) Gлина piaszczysta	0,18 „
b) Torf	0,80 „
a) Gytia	0,54 „

Utwory interglacjałne (torfy i gytie) zostały umieszczone na podstawie badań geologicznych Premika (197) w okresie między zlodowaczeniem



Cracovien a Varsovien I. Niestety zarówno w Dzbankach jak i w Szczercowie występują one w dnie doliny Widawki i nie są przykryte ani gliną morenową ani osadami fluwioglacjalnymi lecz utworami rzecznyymi. Ten fakt budzi wątpliwości co do ich przynależności wiekowej.

Badania paleobotaniczne wykonane przez Piecha (185) pozwoliły na odtworzenie przebiegu zmian leśnych i klimatycznych w tym interglacjale. Kolejność faz leśnych, warunkowanych klimatem, była następująca:

- Faza lasów sosnowych z świerkiem i brzozą (koniec interglacjału)
- „ „ „ z drzewami liściastymi
- „ „ „ z świerkiem
- Faza lasów jodłowo-świerkowych
- „ „ jodłowych
- „ „ grabowo-świerkowych
- „ „ lipowo-grabowych
- „ „ dębowo-lipowych
- „ „ dębowych
- „ „ sosnowo-dębowych
- „ „ sosnowo-brzozowych (początek interglacjału)

Dużo lepszą pozycję stratygraficzną posiadają utwory interglacjalne, stwierdzone przez Passendorfera w Olszewicach i w Barkowicach Mokrych a opracowane przez Lilpopa.

Profil w Olszewicach (173):

h) Gлина wiśniowa i rdzawa z głazami północnymi	3,40 m (glacjal)
g) Gлина piaszczysta szaro-zielona lub piasek	0,80 „
f) Torf	1,20 „
e) Łupek ciemny, jeziorny z nasionami roślin	1,25 „
d) Ił łupkowy z florą	0,24 „
c) Ił rdzawy i ciemny, warstwowany	0,05 „
b) Piasek z dużymi otoczakami skał północnych	0,50 „
a) Gлина szara z głazami	6,00 „ (glacjal)

W tych utworach interglacjalnych znajdował Lilpop (174) z roślin bardziej charakterystycznych: brasenię (*Brasenia purpurea*), kosówkę, *Ledum palustre* (stwierdzone poza tym jedynie w Imbramowicach na Śląsku), tsugę (*Tsuga canadensis*) i jodłę (*Abies alba*), a Trela (174) na podstawie analizy pyłkowej wyróżnił cztery fazy florystyczno-klimatyczne:

Fazę pierwszą charakteryzuje przewaga drzew i krzewów liściastych (las dębowy mieszany, olsza, leszczyna, grab, buk i in.), był to zatem okres o klimacie cieplejszym i suchszym od współczesnego (koniec optimum termicznego w tym interglacjale).



W fazie drugiej przeważają drzewa szpilkowe (jodła, świerk, sosna) świadczące o klimacie jeszcze ciepłym ale bardziej wilgotnym.

Fazę trzecią charakteryzuje wielkie ubóstwo gatunków a wśród nich panuje zdecydowanie sosna. Znaczący okres zimny jakiejś oscylacji, wahnienia klimatycznego.

W fazie czwartej przeważają z początku drzewa szpilkowe (sosna, świerk, jodła, modrzew), świadczące o klimacie chłodnym ale dosyć wilgotnym a następnie u schyłku interglacjalu panuje wyłącznie sosna z niewielką domieszką brzozy, świerka i wierzby. Jest to roślinność charakterystyczna dla okresu zimnego, przyarktycznego, poprzedzającego bezpośrednio zlodowacenie tego obszaru.

Profil w Barkowicach Mokrych (173):

j) Gлина morenowa	1,50 m (glacjal)
i) Piasek z glazami	6,00 „
h) Łupki czarne	0,10 „
g) Gлина piaszczysta	0,30 „
f) Łupki czarne	0,26 „
e) Torf płytowy	0,15 „ (interglacjal)
d) Łupki czarne	0,06 „
c) Gлина piaszczysta	0,30 „
b) Łupki czarne, popielate i żółte	2,33 „
a) Piasek z materiałem eratycznym	5,00 „ (fluwioglacjal)

Według Lil pop a (120) najbogatsza jest flora w warstwie b), zawierająca oprócz drzew liściastych (lipa, olcha) także szpilkowe z przewagą sosny nad świerkiem. Ku górze ilość gatunków stale się zmniejsza aż do wyłącznego panowania świerka. Utwory z roślinnością w Barkowicach Mokrych reprezentują schyłek interglacjalnego okresu, zaznacza się przy tym różnica w składzie i charakterze tej roślinności w porównaniu do poprzednio wymienianych.

Mniej pewne położenie mają utwory interglacjalne w Bedlnie, opracowane pod względem paleobotanicznym przez Szafera (254). Są one moreną tylko podścielone a na nich spoczywa warstwa piasków osadzonych przez wody płynące. Według Passendorfera (173) na piaskach miała spoczywać gлина morenowa zlodowacenia młodszego, zanim uległa całkowitemu zniszczeniu i zmyciu. Zastanawiający jest brak choćby glazów moreny przemylej.

Profil w Bedlnie (173):

i) Piaski dzisiejsze	0,80 m
h) Piaski z wkładkami gliny szarej i czerwonej	1,30 „
g) Il szary, miejscami piaski gruboziarniste	0,20 „



f) Piaski z wkładkami ilów piaszczystych	4,70 m
e) Ziemia humusowa z nasionami	1,00 „
d) Torf	1,15 „
c) Łupek ciemny — gytia	0,41 „
b) Il szary	2,84 „
a) Glina szara piaszczysta z otoczkami skal północnych	4,00 „ (glacjal starszy)

Stanowiska interglacjalne pozwalają na przyjęcie dwukrotnego zlodowacenia południowo-zachodniej Polski. Pogląd ten popierają badania nad wskaźnikiem glazowym w morenach starszych i młodszych. Na podstawie studiów Hesemanna (63, 370) i Milthersa (47, 153, 155) wiemy, że na Śląsku w morenie starszej (Cracovien) przeważają skały krystaliczne z Wysp Alandzkich, Finlandii i środkowej Szwecji, natomiast w morenach zlodowacenia młodszego (Varsovien I) z obszaru południowej Szwecji i Bałtyku. Badania wstępne nad składem petrograficznym osadów lodowcowych z zastosowaniem wskaźnika glazowego rozpoczął ostatnio Krygowski (93). Pod uwagę bierze on nie pochodzenie ale stosunek skał krystalicznych do osadowych. Na terenie Śląska badania takie prowadził wymieniony autor w regionie trzebnickim i w okolicach Bolesławca.

Wiek moreny bywał też nieraz określany na podstawie jej zabarwienia. Wyróżniano morenę starszą szarą i młodszą rdzawą lub brunatną (czerwoną). To kryterium okazuje się jednak, przynajmniej dla Polski południowej, zawodne. W wielu odsłonięciach morena szara przechodzi bez wyraźnej granicy w morenę rdzawą. Taką dwudzielność pokładu morenowego, uwarunkowaną różnym składem petrograficznym, obserwował Samsonowicz koło Opatowa (224) a znana jest z wielu miejsc na Śląsku. Koło Opatowa w górnej części pokładu morenowego przeważają glazy północne a w dolnej wapienie jurajskie i kredowe, wydarte z pobliskiego obszaru. Na Śląsku ilość i barwa szara pochodzi od domieszki ilów i lignitów trzeciorzędowych. Ten utwór przerobiony i przymarznięty do spągu lodowca jako morena denna stanowi w pokładzie gliny lub marglu morenowego część spągową. Natomiast strop tworzą utwory przyniesione z obszarów dalszych (Fenno-skandii) w samym cielsku lodowym jako morena wewnętrzna. W czasie topnienia lądolodu materiał moreny wewnętrznej osiadał na morenie denne, pochodzącej z przerobienia formacji lignitowej.

Na podstawie danych o zasięgu moreny dolnej i jej składzie petrograficznym oraz jej występowania pod utworami międzymorenowymi, zawierającymi roślinność interglacjalną, można wnosić, że morena dolna w obszarze śląskim została pozostawiona, tak jak w części małopolskiej, przez zlodowacenie Cracovien. Natomiast morena górna doskonale zachowana w obszarze śląskim pochodzi ze zlodowacenia Varsovien I, zlodowacenia, które na obszar małopolski już nie wkroczyło.



Aby sprawdzić słuszność tej koncepcji można użyć jeszcze kryterium morfologicznego. To kryterium zastosowane do krajobrazu Polski przez Ludomira Sawickiego (226) okazało się bardzo trafne. Wprawdzie na podstawie cech krajobrazowych, zwłaszcza morfologicznych, nie zawsze można dokładnie wyznaczać zasięgi zlodowaceń ale można dobrze odróżniać obszary w różnych okresach zlodowaczone. Obszar bowiem, który był wcześniej zlodowadzony, ma krajobraz poglądniejszy bardziej zniszczony i przeobrażony, aniżeli kraina pokryta lądolodem w okresie późniejszym, choćby o jeden interglacjał.

Porównajmy stan zachowania krajobrazu i utworów pochodzenia glacialnego i fluwioglacialnego w dwóch jednostkach odpowiadających sobie pod względem fizjograficznym: w Kotlinie Sandomierskiej i w Kotlinie Śląskiej. W Kotlinie Sandomierskiej morena denna zachowała się w postaci niewielkich i nielicznych płatów i to tylko w partiach wysoczyznowych, zdaleka od rzek. W Kotlinie Śląskiej morena denna okrywa zwartą powłoką prawie całe jej dno i jedynie duże rzeki zdołały w niej wyciąć swoje szerokie doliny. Tu w obrębie moreny znajdujemy liczne zakłębłości, często bezodpływowe, których napróżno szukać w płaskich terenach morenowych Kotliny Sandomierskiej. Jeziorka bowiem, które Pawłowski (178) uważał za „oczka“, relikty przetrwały od zlodowacenia Cracovien, okazały się zagłębieniami wieku postglacialnego (Smoleński, 240). W Kotlinie Sandomierskiej nie znajdujemy ani wałów moreny czołowej, ani ozów ani kemów. Za to wszystkie wymienione formy spotykamy w Kotlinie Śląskiej, choć brak im tej świeżości i wyrazistości, jaką posiadają w obszarze zlodowadzonym najpóźniej, w okresie zlodowacenia Varsovien II.

W Sudetach zagadnienie ilości zlodowaceń jest bardziej skomplikowane. Wprawdzie znajdują się dwie moreny — o czym była mowa poprzednio — ale dzielą je albo utwory zastoiskowe (Zagórze Śląskie, okolice Wałbrzycha) albo piaski i żwiry (koło Złotoryi i Świerzawy), zatem utwory nie mówiące o klimacie i długości okresu, w którym były osadzone. Występowanie ilów zastoiskowych między pokładami gliny morenowej świadczy raczej o wahnięciu oscylacyjnym. Wprawdzie moreny różnią się od siebie barwą, dolna jest szara a górna rdzawa, ale to kryterium okazało się bardzo zawodnym. Toteż bez znalezienia utworów interglacialnych względnie potwierdzenia różnowiekowości moren odmiennym wskaźnikiem glazowym nie będzie można określić ich wieku i przynależności.

Za dwukrotnym zlodowaczeniem brzeżnej części Sudetów środkowych i zachodnich oraz za tym, że zlodowacenie drugie było młodsze aniżeli to, które sięgnęło w Karpaty, przemawiają kryteria morfologiczne i stan zachowania utworów lodowcowych. Na Pogórzu karpackim osady lodowcowe zachowały się jedynie w postaci nielicznych strzępów moreny dennej a prze-



ważnie jako różnej wielkości glazy narzutowe i żwiry północne — rezultat przemycia moreny. Natomiast w Sudetach (Pogórze Wałbrzyskie, Kaczawskie, Izerskie) morena denna zachowana jest wcale dobrze i często zwartym płaszczem okrywa płaskie garby Pogórzy sudeckich. Pojawiają się tu także moreny czołowe (329, 332, 161, 376—378, 70) względnie pagóry i wały żwirowe, utworzone w szczelinach topniejącego lodowca (15, 16, 362, 326, 366), formy nigdzie w zasięgu zlodowacenia starszego niespotykane. Wszystkie te dane przemawiają za dwukrotnym zlodowaceniem śląskiej części południowej Polski oraz świadczą, że zlodowacenie drugie było późniejsze, o jeden interglacjał młodsze aniżeli to, którego ślady zachowały się w części wschodniej.

Z tego też wynika, że w południowej Polsce najstarszym było zlodowacenie Cracovien (Elstery). Nie brak jednakże badaczy przyjmujących istnienie zlodowacenia jeszcze starszego. Opierają się oni na faktach następujących: a) na pojawianiu się moren pod utworami warstwowanymi, przykrytymi moreną zlodowacenia Cracovien, 2) na występowaniu utworów fluwioglacjalnych pod serią osadów, wiązanych ze zlodowaceniem Cracovien, 3) na zmianach klimatycznych, zanotowanych charakterem roślinności spoczywającej pod osadami wiązanych ze zlodowaceniem Cracovien, wreszcie 4) na istnieniu utworów peryglacjalnych (lessy, pokrywy soliflukcyjne) starszych od zlodowacenia Cracovien. Wobec tylu dowodów istnienie zlodowacenia starszego od Cracovien wydaje się być sprawą bezsporną. Niemniej zachodzi pytanie, czy to jeszcze starsze zlodowacenie było oddzielone od glacjału Cracovien okresem interglacjalnym czy też interstadialnym.

O samodzielności tego zlodowacenia mogłyby świadczyć szczątki roślinne, zachowane w warstwie torfu w Hamerni koło Jarosławia (253). W jego górnej części, przykrytej osadami, wiązanych ze zlodowaceniem Cracovien, znajduje się roślinność interglacjalna z bukiem i grabem. Ku spągowi zmienia się charakter roślinności, pojawia się coraz więcej elementów żyjących w klimacie chłodnym a kończy flora tundry z *Betula nana*. Na tej podstawie przyjął Szafer istnienie zlodowacenia starszego od Cracovien i zaproponował dla tego zlodowacenia nazwę Jaroslavien a dla interglacjału Sandomirien. Profil w Hamerni budzi jednak pewne wątpliwości. Wprawdzie materiał roślinny został zbadany bardzo starannie, ale jego pozycja stratygraficzna nie została ustalona na podstawie szczegółowych badań geologicznych. Z rozprawy Szafera dowiadujemy się tylko tyle, że torf jest przykryty utworami wiązanych ze zlodowaceniem Cracovien a nie bezpośrednio przez morenę tego zlodowacenia. Zastrzeżenia odnoszące się do wieku tych utworów wysunął Pawłowski (184), co wraz z brakiem opracowania geologicznego osłabia znaczenie tego znaleziska.

O istnieniu zlodowacenia starszego (Jaroslavien) wnioskuje na podstawie znajdowania utworów morenowych lub fluwioglacjalnych pod osadami



wiązanymi ze zlodowaceniem Cracovien: Premik (197), Ludwik Sawicki (228, 229), Łyczewska (136), Jahn (68) i Pożaryska (188). Dowody przytaczane przez tych badaczy nie zawsze są przekonywujące. Powodem tego jest przede wszystkim brak dowodu na „interglacjalność” utworów międzymorenowych albo też kombinowanie profilów, łączenie odsłoneń, położonych w pewnej odległości od siebie, w jeden „profil syntetyczny”.

Premik (197) wnosi o trzykrotnym zlodowaceniu okolic Szczercowa (południowa część dorzecza Warty) na podstawie dwóch profilów. Jeden został zdjęty w Dzbankach Kościuszkowskich a drugi we Wierzbju.

Dzbanki Kościuszkowskie (profil uproszczony):

Piaski rzeczne	0,60 m	zlodowacenie III
Iły	1,05 „	„
Torfy, gytia i mułki z roślinnością	3,34 „	interglacjał opracowany doskonale przez K. Pie- cha (185)

Utwory jeziorne	6,36—7,36 „	„
-----------------	-------------	---

Morena szara o powierzchni

przemytej	4,00—5,00 „	zlodowacenie II
-----------	-------------	-----------------

Piaski z otoczkami skał północnych	3,75 „	fluwioglacjał
------------------------------------	--------	---------------

Iły plioceńskie

Wierzbie:

Piaski	3,00 „	„
--------	--------	---

Mułki z piaskami i żwirami pochodzenia północnego		interglacjał
--	--	--------------

Brekcja z żelazistych ostrokrawędzistych piaskowców jurajskich i bardzo zwietrza- łych północnych krystalińców, scemento- wana lepszczem żelazisto-piaszczystym		zlodowacenie I
--	--	----------------

Uzupełnianie profilu w Dzbankach Kościuszkowskich utworami z Wierzbja oraz przyjmowanie na tej podstawie zlodowacenia najstarszego (pierwszego) nasuwa poważne zastrzeżenia. Nic bowiem nie świadczy za tym, by piaski z otoczkami skał północnych, uważane w Dzbankach Kościuszkowskich za fluwioglacjalne, były identyczne i równowiekowe z mułkami, piaskami i żwirami pochodzenia północnego, traktowanymi w Wierzbju jako interglacjalne.

Ludwik Sawicki przyjmuje dwukrotne zlodowacenie Wyżyny Lubelskiej na podstawie odsłoneń koło Skierbieszowa (229) i koło Puław (228).

Stratygrafia utworów w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa przedstawia się następująco:

1. Zmywy zboczowe lessowe i gleba współczesna
2. Less subaeralny (młodszy górny?)

Varsovien I



- |  |              |
|--|--------------|
| 3. Gleba kopalna bielkowa  | Masovien I   |
| 4. Less zboczowy (młodszy dolny?)  | Varsovien Ia |
| Przerwa czasowa: mycie i wietrzenie moreny górnej  | Masovien Ia  |
| 5. Morena górna, piaszczysta, zwietrzała, z materiałem narzutowym północnym oraz dość licznymi ułamkami piaskowca sarmackiego; bez narzutniaków lokalnych kredy senońskiej | Cracovien    |
| 6. Piaski międzymorenowe, bezwapienne, w poziomie spągowym z otoczkami moreny dolnej, żwirem i głazikami kredowymi z tejże moreny  | Sandomirien  |
| 7. Morena dolna, silnie marglista, górą zwietrzała, bardzo bogata w materiał narzutowy lokalny kredy senońskiej  | Jaroslavien  |
| 8. Glacifluwiał moreny dolnej, w górnej partii o wybitnej przewodzie lokalnego materiału kredowego nad krystalicznym.  |              |

Zasadniczą jest kwestia czy piaski międzymorenowe (6) o miąższości 1,0—1,5 m zostały osadzone w przerwie interglacjalnej czy też interstadialnej. Za przerwą interstadialną przemawiałyby skład tych osadów, a mianowicie przewaga materiału północnego nad lokalnym.

Dla okolicy Puław podaje Ludwik Sawicki profil uzyskany na podstawie dwóch odsłonień (228):

W odsłonięciu górnym znajduje się:

Gleba postglacjalna

Less zboczowy

Less typowy młodszy górny

Smuga jaskrawordzawa

Less typowy młodszy dolny

Morena denna brunatno-szara i szara

Varsovien I

Varsovien Ia

Cracovien

Odsłonięcie dolne zaczyna się od tej moreny, a pod nią spoczywają:

Piaski drobnoziarniste

Piaski różnoziarniste ze żwirem i głazikami

Warstwa rudawca (piasek żelazisty)

Zlodowacenie?

Interglacjalne optimum klimatyczne

Mułki i ily zastoiskowe

Zwarty poziom głazów dobrze obtoczonych, głównie

„sivaka“ i pojedyncze północne, krystaliczne

Podłoże preglacjalne („sivak“) w wysokości 57 m n. p.

Wisły

Jaroslavien



Tu wydaje się możliwa także inna interpretacja wiekowa. Ponieważ zlodowacenie Varsovien I sięgnęło jeźorem od Puław aż prawie po Zawichost (134, 224), okolica z cytowanymi profilami musiała się znaleźć w zasięgu tego zlodowacenia. W takim zaś przypadku morena denna brunatno-szara byłaby pozostałością zlodowacenia Varsovien I, a „zwarty poziom głazów“ pochodziłby z okresu Cracovien.

Łyczewska (136) przyjmuje dwukrotny pobyt lądolodu w Kotlinie Sandomierskiej na podstawie odsłonięcia koło miejscowości Ławy (arkusz Brzesko Nowe):

Less	2,00 m
Margiel lodowcowy z głazikami krystalicznymi	0,20 „
Piaski różnoziarniste warstwowane ze żwirkami; materiał mieszany północny i karpacki, okruchy skał północnych słabo obtoczone	10,00 „
Warstwa głazów krystalicznych północnych	0,50 „
Piaski jasne drobnoziarniste	

Na piętnaście bardzo szczegółowo opisanych odsłonieć jest to jedyny profil, w którym utwory glacialne występują w dwóch poziomach, prze-grodzonych 10-metrową warstwą piasków. Ten fakt a także 20 cm miąższość marglu lodowcowego zaleca wielką ostrożność w interpretowaniu. Ta ostrożność jest tym bardziej wskazana, że zachodzi możliwość uznania formy, którą te utwory budują, za 25-metrowy taras, przechodzący w stary stożek Nidzicy. W przypadku potwierdzenia tego przypuszczenia badaniami terenowymi, utwory lodowcowe leżałyby na złożu wtórnym.

Łyczewska morenę górną występującą powszechnie wiąże ze zlodowaceniem Cracovien, zaś warstwę głazów w Ławach i głązy krystaliczne rozrzucane na całym tym terenie w postaci narzutniaków uważa za residua starszej pokrywy morenowej. Taki sposób datowania zwłaszcza głazów narzutowych w obszarze, który miał być dwukrotnie zlodowacony, nie ma żadnego uzasadnienia.

Dwa zlodowacenia w dolinie Bugu przyjmuje także Jahn (68). Na podstawie dwóch odsłonieć utworów dyluwialnych w okolicy Sokala konstruuje następujący przekrój syntetyczny:

Less żółty u góry odwapniony i pokryty współczesną glebą	1,0 m
Less szary	1,5 „
Gleba kopalna, zbielicowana	0,3 „
Stropowa seria piasków i żwirów krystalicznych	1,5—2,0 „



Warstwowane gliny i mułki piaszczyste bez żwirów północnych, z obfitą fauną stojących lub wolno płynących wód. Powierzchnia glin zniszczona, przemyta	5,0—6,0 m
Spągowa seria żwirów i piasków, złożonych z materiału miejscowego i północnego	1,0 „

Wg Jahna „profil ten świadczy o tem, że lody dwukrotnie wkraczały w obręb doliny Bugu koło Sokala“ a dowodem tych bytności są spągowe i stropowe żwiry skał krystalicznych, przegrodzone glinami i mułkami. Te wiąże „z recesją lądolodu i nastaniem dłuższego okresu spokojnej sedymentacji“. Jednakże w okolicach Sokala znajdował resztki tylko jednej moreny i dlatego w innym miejscu swej pracy przyjmuje przykrycie okolic Sokala przez lądolód jedynie w fazie starszej, odpowiadającej prawdopodobnie zlodowaceni Jaroslavien. Natomiast zlodowacenie w fazie młodszej (Cracovien) miało sięgać tylko po północne stoki Grzędy Sokalskiej. O tym mają świadczyć nie dwa pokłady morenowe w tej okolicy, bo tych nigdzie Jahn nie stwierdził, ale większe nagromadzenia głazów na stokach północnych aniżeli na południowych. Jest to dowód nieprzekonywujący i choć utwory fluwioglacjalne mogą świadczyć o bliskości lądolodu, to jednak trudno rozważać wielokrotność zlodowacenia bez znajomości zasięgów. Z położenia grubej warstwy glin i mułków między dwiema seriami żwirów krystalicznych, z których dolna ma reprezentować morenę przemytą a górna fluwioglacjał, można by wnosić raczej o wahaniach oscylacyjnych czoła lądolodu. W czasie bowiem recesji interglacjalnej a nawet i interstadialnej następowało rozcinanie i wyprątanie utworów glacialnych i fluwioglacjalnych a nie okres spokojnej sedymentacji na zaledwo przemytych utworach morenowych.

Ostatnio Pożaryska (188) przyjmuje sześć zlodowaceń na terytorium Polski a z tego trzy lub cztery w części południowej (dolina dolnej Kamiennej). O trzech pobytach lądolodu w dolinie dolnej Kamiennej świadczy bruk morenowy i dwa pokłady gliny morenowej, znajdowane w bardzo starannie opisanych odsłonięciach i wierceniach. Bruk wiąże autorka ze zlodowaceniem „najstarszym“  $L_3$  a więc chyba Cracovien (tej terminologii starannie unika), nadległy pokład morenowy uważa za pozostałość zlodowacenia starszego — bez odpowiednika w innych obszarach Polski — a najwyższy z „fazą starszą zlodowacenia środkowo-polskiego“. O „młodszej fazie zlodowacenia środkowo-polskiego“ wnosi na podstawie występowania lessu dolnego, bo moreny tego zlodowacenia na badanym obszarze Polski środkowej nie znajduje. Ponadto pod serią mułków, podścielających bruk morenowy zlodowacenia „najstarszego“ znajduje Pożaryska w warstwie piaszczysto-żwirowej nazwanej „staro-plejstoczeńską“ bardzo drobne i nieznaczne „ilości otoczków skał krystalicznych (niewiadomego pochodzenia)“ i na tej podstawie przypuszcza istnienie jeszcze starszego zlodowacenia „które nie dotarło do tego obszaru“. To zlodowacenie



było oddzielone okresem interglacjalnym od „najstarszego“ (Cracovien) a dowodem ma być występowanie w serii międzyległych mulków „sieczeni roślinnej i fauny ślimaków“. Ten dowód nie jest przekonujący, ponieważ ani szczątki roślinne ani fauna ślimaków nie zostały zbadane. Sama obecność szczątków roślinnych nie wyklucza glacialnego wieku osadów wodnych, w których jest zachowana (flory glacialne w Krystynopolu, w Łekach, w Makoszowych i in.).

Co do materiału krystalicznego w serii „żwirów staro-plejstocenijskich“ warto by zbadać, czy te drobne i nieliczne okruchy nie pochodzą ze zlepieńców liasowych, występujących w dorzeczu Kamiennej. Materiał tych zlepieńców pochodzi według Samsonowicza z krystalicznego masywu wołyńskiego i został tu przyniesiony przez wody rzeczne (Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. Sprawozd. Państw. Inst. Geol., 5, Warszawa 1929).

Pozostaje jeszcze do rozważenia sprawa trzeciego poziomu morenowego a więc zlodowacenia młodszego od  $L_4$  (Varsovien I). Od gliny zwałowej starszej (szarej) oddzielona jest glina zwałowa młodszą (brunatną) serią piasków i żwirów fluwioglacjalnych oraz pokładem lessu podmorenowego. Natomiast nie ma wyraźnych ani przekonujących śladów erozji i denudacji, mającej poprzedzać to zlodowacenie. W związku z tym trudno jest wnosić o dłuższej, interglacjalnej przerwie między osadzeniem gliny zwałowej starszej a młodziej.

Czarnecki J. (24) przyjmuje, że zachodnia część Gór Świętokrzyskich była zlodowacona nie tylko w okresie Cracovien ( $L_3$ ) ale także podczas zlodowacenia następnego —  $L_4$ , Varsovien I. O tym mają świadczyć dwa pokłady morenowe przegrodzone łałami zastoiskowymi, piaskami fluwioglacjalnymi i lessem. Te typowo peryglacialne utwory trudno byłoby umieścić w okresie interglacjalnym i przemawiają one raczej za wahnięciami oscylacyjnymi lub stadialnymi łałolodu Cracovien.

O istnieniu zlodowacenia starszego od zlodowacenia Cracovien a zaznaczającego się oziębieniem klimatu oraz ożywieniem procesów soliflukcyjnych w Górach Świętokrzyskich wnosi J. Czarnecki (23, 24) na podstawie pokryw soliflukcyjnych, spoczywających pod serią osadów, wiązanych ze zlodowaceniem Cracovien. To zlodowacenie nie sięgnęło w Góry Świętokrzyskie i nie wiemy czy było oddzielone od zlodowacenia Cracovien okresem interglacjalnym czy też interstadialnym.

Z powyższego zestawienia wynika, że istnienie w południowej Polsce zlodowacenia odrębnego, starszego o jeden interglacial od zlodowacenia Cracovien nie zostało dotychczas bezspornie udowodnione. Dlatego opracowanie profilu w Hamerni pod względem geologicznym staje się palącą potrzebą. Dopóki to nie nastąpi lub też nie zostanie znaleziony inny utwór niewątpliwie interglacjalny, trzeba ograniczyć ilość zlodowaceń w części małopolskiej do jednego. Także w obszarze śląskim nie znaleziono nigdzie śladów zlodowacenia starszego od Cracovien-Elstery.



### III. ZASIĘGI ZŁODOWACEN W POŁUDNIOWEJ POLSCE

#### 1. ZASIĘG ZŁODOWACENIA CRACOVIEIN

Złodowacenie Cracovien sięgnęło na terytorium Polski po Karpaty, Bramę Morawską i Sudety. Jego zasięg w odcinku karpackim był rekonstruowany na podstawie rozmieszczenia głazów narzutowych. W miarę postępu badań geologicznych a zwłaszcza czwartorzędowych południowa granica złodowacenia Cracovien była przesuwana coraz głębiej w obszar Pogórza karpackiego (129, 380). Znajdowanie materiału narzutowego nie tylko w dolinach ale także na wierzchołkach w wysokości przeważnie 360 do 380 *m* a w dorzeczu Wisłoka nawet w wysokości 420 *m* świadczy o tym, że łądolód nie wnikał w głąb Karpat językami, jak to pierwotnie przypuszczano (129), ale przykrył szeroki pas wyżynnego Pogórza Karpackiego i wsparł się dopiero o Beskidy lub wyższe partie obszaru pogórskiego. Zasięg złodowacenia Cracovien w odcinku karpackim został podany w moich pracach (73, 78) i dlatego tym zagadnieniem nie będę się tutaj szczegółowo zajmował. Chcę tylko dodać, że kilka nowych stanowisk, uzupełniających i korygujących przebieg tej granicy w okolicy Przemyśla daje ostatnio J. Wdowiarz (272). Głazy znalezione w Skopowie potwierdzają mój pogląd o języku przekraczającym wododział na północ od Ruszelczyc, wielkie głazy w Komarzu zmuszają do niewielkiego przesunięcia granicy złodowacenia na zachód od Przemyśla, natomiast nielatywne jest wytłumaczenie stanowiska głazów na południowy zachód od Dubiecka i to w wysokości około 290 *m*.

Wyznaczenie zasięgu tego złodowacenia w odcinku sudeckim<sup>1</sup> nastęrcza duże trudności. Na dzisiejszym terytorium czeskim sięgał łądolód po Bramę Morawską, przekroczył wododział o wysokości 340 *m* i przez pewien czas oddawał swe wody w dorzecze Dunaju (58). Stąd granica starszego złodowacenia sięgnie przez wyżynną krainę Jesioników (58, 47) aż do Gór Opawskich. Tu na północnych stokach Biskupiej Kopy materiał eratyczny znajduje się w wysokości 515 *m* (1).

Materiał eratyczny, znajdujący w brzeżnej części Sudetów Wschodnich, jest uważany zgodnie za pozostałość złodowacenia Cracovien-Elstery. Natomiast sprawa zasięgu tego złodowacenia w pozostałej części Sudetów bardzo się komplikuje. Część bowiem badaczy niemieckich przyjmowała przykrycie

<sup>1</sup> Zasięg złodowacenia dyluwialnego w Sudetach przedstawiony jest na małej mapie geologicznej Schriela (388) fałszywie i bardzo niestarannie. To uwidacznia się choćby w poprowadzeniu linii zasięgu złodowacenia u podnóża Gór Żółtych, w Kotlinie Kłodzkiej, zamiast na północ — na południe od Gór Sowich, sięgających do wysokości 1 014 *m*, oraz w nieuwzględnieniu wolnych od lodu Gór Kaczawskich.

Granica najdalszego zasięgu złodowacenia niżowego wyznaczona przez Woldstedta (389, 350) na obu cytowanych mapach wymaga już także pewnych poprawek i uzupełnień zwłaszcza w obszarze Gór Bardzkich, Wałbrzyskich i Kaczawskich.



Pogórzy i wniknięcie w obniżenia środkowo i zachodnio-sudeckie łądolodu Saali (Varsovien I), część uważała, że było to zlodowacenie Elstery, a jak z poprzedniego rozdziału wynika najbardziej prawdopodobne jest dwukrotne zlodowacenie. Wobec takiej niezgodności poglądów<sup>1</sup> i braku jakichkolwiek danych o zasięgu poszczególnych zlodowaceń oraz niemożliwości rozgraniczenia utworów zlodowacenia starszego i młodszego trzeba w odcinku sudeckim ograniczyć się tylko do wyznaczenia południowego zasięgu gładów narzutowych bez precyzowania, w jakim okresie zostały tu one złożone. Ponieważ jednak coraz bardziej ustala się pogląd o dalszym zasięgu w Sudetach zlodowacenia Elstery (Cracovien) aniżeli Saali (Varsovien I), granica wyznaczona na podstawie rozmieszczenia gładów może się nawet pokryć z zasięgiem zlodowacenia Elstery-Cracovien.

W Sudetach, podobnie jak w Karpatach, łądolód dostosowywał się do konfiguracji podłoża i tę zależność ujawnia bardzo wyraźnie jego zasięg. Tam, gdzie Sudety wyrastają ponad sfałowane Przedgórze stromym progiem Gór Złotych i Sowich, piętrzył się on na ich stokach i sięgał do wysokości 500 a nawet 600 m. W północno-zachodniej, wyżynnej części Sudetów łądolód sięgnął dalej, przykrył Pogórza Wałbrzyskie, Bolkowskie, Kaczawskie i Izerskie i wsparł się dopiero o wzniesienia ponad 600-metrowe. Wreszcie obniżeniami wtargnął daleko w głąb Sudetów w kotliny: Kłodzką, Krzeszowską i Jeleniogórską.

Na podstawie rozmieszczenia gładów narzutowych i położenia najwyższych stanowisk można wnosić o miąższości łądolodu i możliwościach jego ekspansji. Należy przy tym pamiętać, że materiał narzutowy w terenie tak odległym od górskiego obszaru Skandynawii pochodzi nie ze stropu ale ze spągu łądolodu oraz o tym, że lodowiec dla pokonania jakiegoś stoku górskiego musi posiadać miąższość równą co najmniej dwukrotnej wysokości względnej danego stoku czy wzniesienia.

W czeskich Jesionikach najwyższe stanowiska materiału narzutowego znajdowano w wysokości około 400 m (1, 47, 58), w Górach Opawskich w wysokości 515 m (1) a w Górach Złotych w wysokości 485 m (1, 36) a nawet 583 m. Mianowicie Anders (1) na podstawie znamion morfologicznych przyjmował

<sup>1</sup> Powodem takiego stanu było bardzo powierzchowne traktowanie czwartorzędu przez większość geologów niemieckich, pracujących w Sudetach. Utwory czwartorzędowe były tylko kartowane, zajmowano się rozprzestrzenieniem osadów a więc glin morenowych, ilów zastoiskowych, piasków, żwirów, lessu, rozmieszczeniem gładów narzutowych wreszcie utworów aluwialnych ale nie uwzględniano zazwyczaj wzajemnego stosunku tych utworów, nie ustalano ich następstwa. Miarą tego jest fakt bardzo rzadkiego cytowania odsłoneń, na podstawie których można by wnosić o stratygrafii czwartorzędu. To odnosi się nie tylko do prac dawniejszych, ale także do ostatnich i to z roku 1941.

Wobec takiego podejścia do zagadnień czwartorzędowych w Sudetach nie można się dziwić, że poglądy na wiek tych utworów nie były silnie ugruntowane. Do roku około 1930 geolodzy wiązali materiał morenowy znajdujący w Sudetach wyłącznie ze zlodowaceniem Saali a po tym roku te same utwory ze zlodowaceniem Elstery (301—379).



sięganie lądolodu na stokach Gór Złotych do wysokości 600 m a tę koncepcję potwierdzają badania W. Walczaka, który znalazł granitowe głazy na Przełęczy Różaneckiej w wysokości 583 m (269). Na zachód od Gór Złotych masy lodowe wtargnęły przez Przełęcz Kłodzką (483 m), doliną przełomową Nysy oraz obniżeniami w Górach Bardzkich (530 i 550 m) w Kotlinę Kłodzką (358, 379), gdzie rozprzestrzeniły się daleko na południe i na zachód — wg Walczaka (269) poza Bystrzycę i po okolicę Nowej Rudy. O północno-wschodnie stoki Gór Sowich miał się lądolód spiętrzyć do wysokości 700 m (2) na co nie ma przekonywujących dowodów. Dopiero wzdłuż Bystrzycy sięgnął znowu głęboko w obszar górski, bo aż po Zdrojowiec. Tu materiał eratyczny jest znajdujący w wysokości do 550 m (349). Zaporą dla lodu przykrywającego Pogórze Wałbrzyskie były Góry Wałbrzyskie o ponad 600-metrowej wysokości; na ich stokach spotyka się głazy narzutowe do wysokości 560 m (302). O grubości pokrywy lodowej na obszarze Pogórza Bolkowskiego (346), wzniesionego 300 do 400 m n. p. m., świadczą głazy narzutowe znalezione na Bukowiniec w wysokości 590 m (362). Jest to najwyższe stanowisko w Sudetach. Stąd rozprzestrzeniały się lody, wykorzystując obniżenia przełęczowe w Górach Wałbrzyskich i Kaczawskich, w kierunku południowym i południowo-wschodnim. Lądolód sięgnął po okolice Kamiennej Góry, a jego języki dotarły: a) do Krzeszowa (480 m) (328), b) obniżeniem Lesku po Boguszów, gdzie znajdują się głazy w wysokości 580 m (347) oraz c) doliną Bobru na zachód po Janowice (362). Pod lodem znalazło się także Pogórze Kaczawskie i Izerskie (329—332, 366, 376—378) i stąd, od strony północno-zachodniej, spłynęły lody w Kotlinę Jeleniogórską (360), sięgając aż do stóp Karkonoszy (360—380 m) (343—345). Dzięki temu zostało otoczone lodami pasmo Gór Kaczawskich, kulminujące Skopcem wysokim na 724 m<sup>1</sup>. Lądolód przykrywający Pogórze Izerskie wsparł się o Góry Izerskie, o czym świadczy materiał narzutowy znajdujący na ich stokach w wysokości 415 do 430 m (353, 355, 361) a obniżeniem Bramy Łużyckiej sięgnął po Liberzec i Góry Łużyckie. Takie rozmieszczenie materiału narzutowego pozwala na poznanie nie tylko zasięgu ale także i miąższości lądolodu na obszarze Sudetów. Obserwujemy tu fakt, znany nam także z Karpat, że tam, gdzie lądolód wnikał głęboko w Sudety i kończył się swobodnie jezorem lub łapą, materiał eratyczny spoczywa stosunkowo nisko, natomiast w miejscach, gdzie się spiętrzał, głazy narzutowe leżą w wysokości do 590 m, to jest co najmniej 200 m ponad powierzchnią przyległej krainy pogórskiej. Ta wartość nie odpowiada miąższości lądolodu, był on tu znacznie grubszy.

Zupełnie inaczej podchodzili do tego zagadnienia geologowie niemieccy. Mimo znajdowania głazów w tak dużych wysokościach przyjmowali oni istnienie cienkich jeziorów lodowych, wciskających się dolinami nawet w obszar

<sup>1</sup> To nie zostało uwzględnione na mapie Woldstedta (389, 390).



pogórzy (301, 302, 353, 362). O malej, nieraz 50-metrowej miąższości lodu wnosili oni na podstawie braku materiału eratycznego na garbach i wzniesieniach niższych od 590 m a nie brali pod uwagę możliwości ich usunięcia przez procesy denudacyjne.

Dużo wyższy zasięg materiału narzutowego w odcinku sudeckim aniżeli w karpackim można tłumaczyć większym spiętrzeniem łądolodu o stoki Sudetów, wysuniętych dalej na północ aniżeli Karpaty. Przyjmowanie wydatniejszego podniesienia Sudetów po okresie zlodowacenia (284, 288a) nie jest poparte przekonywującymi dowodami.

## 2. ZASIĘG ZLADOWACENIA VARSOVIEN I

Przy wyznaczaniu zasięgu zlodowacenia Varsovien I (zlodowacenie środkowo-polskie, 266, L<sub>1</sub>, 123, Saali, 275, 55) brano pod uwagę zarówno kryteria stratygraficzne a więc pojawianie się dobrze zachowanego, górnego pokładu morenowego, jak też morfologiczne, to jest występowanie wałów moreny czołowej, ozów, kemów, zagłębień pojeziernych i tym podobnych form, zupełnie nieznanych z obszaru zlodowacenia Cracovien. Pomimo tego wyznaczenie zasięgu zlodowacenia Varsovien I sprawia duże trudności. Wiemy już, jak się to przedstawia w odcinku środkowo i wschodnio-sudeckim, gdzie do dziś nie zostały ustalone zasięgi zlodowacenia Cracovien i Varsovien I. Więcej możliwości rozgraniczania utworów i wyznaczania na tej podstawie zasięgów zlodowaceń znajdujemy na wschód od Nysy Kłodzkiej na przedpolu Sudetów Wschodnich. Tu zlodowacenie Varsovien I — Saali miało mniejszy zasięg od zlodowacenia Cracovien i nie dochodziło aż do progu górskiego. W dorzeczu Nysy Kłodzkiej największe rozprzestrzenienie tego łądolodu znaczą otmuchowskie moreny czołowe (10, 358, 274). O przynależności tego ciągu morenowego do zlodowacenia Varsovien I — Saali świadczy ich odmienny skład petrograficzny aniżeli moren dennych zachowanych bezpośrednio u stóp Sudetów oraz wielka świeżość form, niespotykana w zasięgu zlodowacenia starszego (10, 358).

Na wschód od Nysy Kłodzkiej zasięg zlodowacenia Varsovien I jest odtwarzany na podstawie: 1) ilości pokładów morenowych — trzy w zasięgu zlodowacenia Varsovien I a dwa w obszarze zlodowaconym tylko w okresie Cracovien, 2) przebiegu sieci rzecznej (1), 3) przebiegu garbów i nabrzmień nie mających nic wspólnego z wałami morenowymi (1, 127), 4) różnicy w miąższości utworów dyluwialnych na północ i na południe od Raciborza i rzeki Cyny.

Opierając się na takich danych jedni (1, 127) prowadzą granicę zlodowacenia młodszego od okolic Nysy przez Szybowice koło Prudnika, Głubczyce i garbem wododzielnym między Cyną a Odrą po okolice Raciborza. Natomiast



według innych (161, 274, 275, 390) zlodowacenie Varsovien I — Saali sięgało dalej na południe aż po Kietrz i garb Chuchelnej, uważany za morenę czołową, zbudowaną ze spiętrzonych żwirów rzecznych. Trudno się dziwić, że tak ważne zagadnienie nie zostało rozwiązane, jeśli weźmiemy pod uwagę, że jedyną mapą geologiczną wschodniej części Kotliny Śląskiej są mapy w podziale 1:100 000 opracowane przez Roemera jeszcze w roku 1870.

W części Śląska położonej na wschód od Odry zlodowacenie Varsovien I miało sięgać po Wodzisław i Żory (141, 161, 275). Niespokojny krajobraz w okolicy tych miejscowości uważali geolodzy niemieccy za czołowo-morenowy. Z tym nie zgadzają się geolodzy polscy (141, 158), zgodnie stwierdzając, że jest to obszar silnie rozczłonkowany przez energiczne dopływy Odry, o rzeźbie fluwialnej a nie glacialnej. W ten sposób odpadła możliwość oznaczenia zasięgu zlodowacenia Varsovien I przy pomocy moreny czołowej, natomiast pozostaje do rozstrzygnięcia sprawa przynależności wiekowej kilku pokładów morenowych, znajdujących w tym obszarze. Dopiero rozstrzygnięcie tego zagadnienia pozwoli na wyznaczenie zasięgu zlodowacenia młodszego.

Makowski (144), który uważał piaski niewarstwowane w okolicy Gorzyc i Wodzisławia za odpowiednik moreny górnej, skłaniał się do przyjęcia aż tak dalekiego zasięgu zlodowacenia drugiego a więc Varsovien I (po Białowicę, 137). Przeciwno temu podniósł jednak zastrzeżenia Nechay (158); w południowej części Śląska widzi on ślady tylko jednego zlodowacenia i to zlodowacenia Cracovien. To też choć z rozdziału poprzedniego wiemy, że Śląsk Górny był dwukrotnie nawiedzony przez lądolód, to jednak pozostaje otwartą kwestia zasięgu zlodowacenia Varsovien I wymagająca dalszych szczegółowych studiów. Biorąc pod uwagę konfigurację podłoża przedczwartorzędowego oraz kierunek ruchu lądolodu od północnego wschodu (1) można przypuszczać, że szeroki jezior odrzański wsparł się na wschodzie o stromą kuestę jurajską a na południe sięgnął w każdym razie poza Grodziec (67) i Katowice (316)<sup>1</sup>.

Granica zlodowacenia młodszego w obszarze między Wartą a Bugiem była wyznaczana od dawna i przez wielu badaczy. Dobrze zestawienie różnych poglądów na jej przebieg dała Zglinnicka (290) i do tej pracy odsyłam zainteresowanych tym zagadnieniem. Uwzględnienie zaś danych, zawartych w pracach przez nią cytowanych a także studiów późniejszych pozwala na następujące odtworzenie zasięgu tego zlodowacenia.

Od Częstochowy na wschód granica zlodowacenia Varsovien I wyznaczona przez wały moreny czołowej ciągnie się na Przedbórz (226, 247). W tym odcinku zaznacza się wygięcie lobowe w kierunku Koniecpola a nawet Włoszczowy (154), predysponowane obniżeniem Niecki Nidziańskiej. Na wschód od okolic Przedborza zasięg zlodowacenia Varsovien I można wyznaczyć na pod-

<sup>1</sup> Ostatnio stwierdził w okolicach Wodzisławia wały moreny czołowej A. Michalik (wiadomość ustna).



stawie „Przeglądowej Mapy Geologicznej“ arkusz Radom, opracowanej przez E. Rühlego (383). Zaznaczone są na niej m. in. moreny czołowe, a ponieważ w obszarze zlodowaconym tylko w okresie Cracovien nigdzie ich nie ma, zasięg zlodowacenia Varsovien powinna oddać linia, łącząca wały morenowe wysunięte najdalej na południe. Ta linia biegnie od okolic Przedborza przez Końskie—Gielniów—okolice Przysuchy—Szydłowca—Skarżysko—Mirzec—Lipie—Ilżę—Rzeczniów—Pętkowice aż po Jadwigów<sup>1</sup> w rowie tarłowskim. Stąd skręca ona nagle ku północy i przylegając do prawego zbocza przełomowej doliny Wisły dochodzi pod Puławę.

Zasięg tego zlodowacenia między Skarżyskiem a przełomową doliną Wisły został wyznaczony przez J. Samsonowicza (219, 224). W tym odcinku wyróżnia on trzy języki lodowe wciskające się w głąb obszaru wyżynnego, a mianowicie koło Skarżyska, koło Lipia i największy koło Tarłowa.

Między Wisłą a Wieprzem zasięg zlodowacenia młodszego pokrywa się na ogół z przebiegiem północnej granicy Wyżyny Lubelskiej (283). Na wschód od Puław wały moreny czołowej znajdują się koło Końskowoli, Borkowa i Woli Niemieckiej. Między Wieprzem a Bugiem wyraźny ciąg moren czołowych biegnie przez Ruskowolę i Piesią Wolę po okolice Różanki nad Bugiem (283, 384). Tym ciągiem morenowym oddzielony jest obszar o typowym krajobrazie moreny dennej od obszaru akumulacji przeważnie piaszczystej, fluwioglacjalnej. Ponad tę pokrywę piaszczystą wznoszą się izolowane garby kredowe, a koło Pniewa i Rejowca wały ozu i moreny czołowej (384). Wobec tego faktu zachodzi pytanie, czy też obszar nadbużański nie był zlodowacony w starszym stadium Varsovien I tak jak rów tarłowski i przełomowa dolina Wisły (224).

Śledzenie granicy zlodowacenia Varsovien I ujawnia wyraźne związki pomiędzy zasięgiem tego zlodowacenia a ukształtowaniem terenu. Czoło lądolodu albo wspierało się o góry (Sudety) lub progi wyżynne (kuesta jurajska, Wzgórza Koneckie, Wyżyna Opatowska, Wyżyna Lubelska) albo też wykorzystując obniżenia lądolód wysuwał jezory daleko na południe (Kotlina Śląską, Niecką Nidziańską, obniżeniem Wisły i prawdopodobnie obniżeniem Bugu). Na podstawie danych, umożliwiających wyznaczenie zasięgu zlodowacenia w okresie Varsovien I można przyjąć, że lądolód przykrył jedynie śląską część obszaru wyżynnego, natomiast nie przekroczył małopolskiego pasa wyżyn.

### 3. ZASIĘG STADIUM WARCIAŃSKIEGO

Na Śląsku zaznacza się bardzo wyraźnie dwudzielność zlodowacenia Varsovien I. Fazę starszą stanowiło właściwe zlodowacenie Varsovien I o za-

<sup>1</sup> Według W. Pożaryskiego lądolód ten sięgnął doliną Wisły dalej na południe (wiadomość ustna).



sięgu powyżej opisanym. Natomiast stadium młodsze oddzielone od starszego chłodnym interstadią miało zasięg mniejszy. Odznacza się ono dużo świeższym i o wiele mniej zniszczonym krajobrazem glacialnym. Dla tego stadium najlepszą byłaby nazwa Varsovien II, gdyby nie jej użycie na oznaczenie zlodowacenia ostatniego.

W obszarze śląskim zasięg tego stadium pokrywa się na ogół z przebiegiem Gór Kocich i ciągnie się od Mużakowa przez Żary—Kozuchów—Nowe Miasteczko — okolice Dalkowa—Rudną—Wińsko—Rościszewice—Trzebnicę—Twardogórę po Syców (21). Morenę końcową tego stadium charakteryzuje uderzająca ciągłość oraz bardzo częste zjawisko spiętrzenia utworów starszych, zarówno trzecio- jak i czwartorzędowych. To zjawisko można śledzić szczególnie dobrze koło Mużakowa (355a), gdzie w półkole sfałdowane utwory trzeciorzędowe (z węglem brunatnym) oddają zarys jezora lodowcowego, a także w licznych cegielniach koło Trzebnicy (38, 363, 364). Ze stadium Warty związane są też niektóre moreny czołowe leżące na południe od głównego ciągu, a mianowicie moreny polkowskie (21, 62, 236) i chocianowskie (16). Co do ich wieku i przynależności opinia nie jest jednak całkowicie zgodna (70, 390, 21, 62).

Na wschód od Sycowa zasięg stadium warciańskiego nie został dotychczas dokładnie prześledzony. Według Premika (197) znaczą go świeże moreny czołowe, ciągnące się od Wygiełdowa przez Rudniki—Działoszyn—Sulmierzyce—Radomsko—Przedborz. Do stadium młodsze (czy warciańskiego?) zalicza Samsonowicz (224) świeży krajobraz morenowy okolic Skarżyska, Lipia i obszaru położonego na północ od rzeki Krępianki. Różni się on bardzo wyraźnie od zniszczonego już krajobrazu w rowie tarłowskim, pochodzącego z okresu maksymalnego rozprzestrzenienia zlodowacenia Varsovien I a więc ze stadium starszego. Z poglądem Samsonowicza nie zgadzają się wyniki badań Pożaryskiej (188) w dolinie dolnej Kamiennej. Ponad brukiem morenowym, pozostałością zlodowacenia Cracovien, znajdowała ona dwa pokłady gliny morenowej przegrodzone żwirami i lessem. Z tego wynika, że nie tylko w fazie starszej zlodowacenia Varsovien I ale także i w młodszej lądolód przekroczył dolinę Kamiennej. Na to, czy ta faza młodsza odpowiada warciańskiemu stadium, nie ma na razie dowodów. Wielu badaczy przyjmuje mniejszy zasięg lądolodu w tym okresie i przebieg granicy od okolic Radomska na Nowe Miasto—Garwolin i Mielnik nad Bugiem (390). Natomiast za wnikaniem jezora lodowcowego w czasie tego stadium aż po okolice Tarłowa przemawiałyby badania Milthersa (154). Przebieg granicy „zlodowacenia“ warciańskiego w obszarze zarówno śląskim jak i małopolskim a nawet mazowiecko-podlaskim starał się wyznaczyć Milthers (154) na podstawie wskaźnika głązowego. Przyjmuje on, że w utworach tego zlodowacenia występują m. in. głązy i okruchy brunatnego porfiru bałtyckiego (4—13%) nie znajdowane



w starszych pokładach morenowych<sup>1</sup>. Na podstawie dużej ilości analiz oznacza on granicę tego zlodowacenia przeważnie niezgodną z zasięgiem odtwarzanym na podstawie kryteriów morfologicznych i stratygraficznych. Biegnie ona na obszarze Polski przez Mużaków—Legnicę— na południe od Wrocławia—Kluczbork — Garnek—Włoszczowę—Końskie—Gielniów—Ostrowiec — na południe od Tarłowa—Kazimierz nad Wisłą—Łysobyki — na zachód i północ od Łukowa—Międzyrzec— po Mielnik nad Bugiem.

Rozważań dalszych nad zasięgiem stadium warciańskiego na wschód od Wisły nie podejmuję, gdyż odnosiłyby się one do obszaru nie należącego już do Polski południowej. Chcę natomiast dodać, że na terytorium Polski nie został dotychczas znaleziony utwór niewątpliwie interstadialny, który rozbiłby nam najpewniej okres zlodowacenia Varsovien na dwie fazy. Wydzielanie tego stadium oparte jest u nas głównie na kryteriach morfologicznych.

#### IV. ZJAWISKA I PROCESY TOWARZYSZĄCE ZLODOWACENIOM

##### 1. ZAGADNIENIA KLIMATYCZNE

Zlodowacenia są następstwem pogorszenia się stosunków klimatycznych przy czym w miarę rozprzestrzeniania się lądolodu te stosunki ulegały dalszemu pogorszeniu. Stosunki klimatyczne i długotrwałość pogorszenia decydowały o rozmiarach zlodowacenia i jego przebiegu. W przebiegu każdego glacjału można wyróżnić co najmniej trzy okresy, nie licząc wahanń stadialnych ani oscylacyjnych a mianowicie: a) długi okres rośnięcia i nasuwania się lądolodu, b) krótki okres maksymalnego rozprzestrzenienia i c) stosunkowo krótki okres recesji, topnienia. Te pojęcia wprowadził do naszej nauki W. Szafer (251) i poprzedzał literę L, oznaczającą zlodowacenie, literą T (transgresja lądolodu) lub R (recesja lądolodu).

Te trzy okresy, związane z każdym zlodowaceniem oraz okres interglacjalny, dzielący zlodowacenia od siebie, zostały udokumentowane charakterem roślinności, znajdującej w utworach międzymorenowych. W profilach kompletnych można śledzić na podstawie szczątków roślinnych stopniowe ocieplenie się klimatu — okres optymalny — i stopniowe oziębianie, zakończone ponownym zlodowaceniem (251, 185, 174 i in.). Zmiany stosunków klimatycznych odbijały się na przebiegu procesów sedymentacyjnych i morfologicznych. Z recesją i transgresją lądolodu wiąże Szafer (251) utwory fluwioglacjalne i zastoiskowe a z okresem interglacjalnym osady fluwialne, limniczne i bagienne.

<sup>1</sup> Ten fakt został stwierdzony na terytorium Polski znacznie wcześniej przez Kreutz a i Głowińską (90).



Inny przebieg zjawisk przyjmuje w okresie między jednym a drugim zlodowaceniem Ludwik Sawicki (230). Po osadzeniu moreny następuje zdaniem Sawickiego:

1. Intensywna erozja wgłębna i boczna; wyprzątnięcie utworów ekstraglacjalnych (z recesji lodowca), pokrywających morenę denną, niekiedy całkowite usunięcie tej ostatniej na danym odcinku oraz erozja utworów podścielających.

2. Przerwa czasowa: intensywna działalność czynników eolicznych — korozja materiału eratycznego, tworzenie się graniaków.

3. Sedymentacja rzeczna, zazwyczaj przechodząca w sedymentację rzeczno-jeziorną, następnie akumulację jeziorną i jeziorno-bagienną; tworzenie się pokładów gytii i torfów interglacjalnych *sensu stricto*.

4. Zmiana warunków hydrograficznych: ponowna erozja wgłębna i boczna, ścinanie utworów interglacjalnych; ponowna sedymentacja rzeczna, a następnie rzeczno-jeziorna; tworzenie się ilów warwowych, względnie analogicznych osadów jeziornych.

5. Strop serii — transgresja lodowca i akumulacja utworów lodowcowych.

Ta rekonstrukcja przebiegu procesów i zjawisk nie jest sprzeczna ze schematem Szafera, a tylko go uzupełnia, jeśli chodzi o ich przebieg w okresie interglacjalnym. Sawicki bowiem przyjmuje okres intensywnej sedymentacji nie tylko przed zlodowaceniem (4) ale także w czasie recesji lądolodu i dopiero po nim fazę erozji i wyprzątania (1). Niesłusznym byłoby jednak twierdzenie, że są to utwory wyłącznie fluwioglacjalne albo wyłącznie ekstraglacjalne. Zjawiska omawiane w punkcie 2, 3 i częściowo 4 zachodziły już w okresie interglacjalnym i są przez Sawickiego odtworzone na podstawie następstwa i charakteru warstw bezspornie interglacjalnych. Czy występują one jednak we wszystkich profilach utworów międzymorenowych?

O ile zjawiska sedymentacji w okresie nasuwania się i cofania się lądolodu mogły mieć i miały duży zasięg i rozprzestrzenienie, zwłaszcza w obszarach równinnych, to sedymentacja interglacjalna, poprzedzona fazą intensywnej erozji (1) ograniczona była do dolin i obniżen, zajmujących bardzo małą część ogólnej powierzchni. Z tego też powodu utwory interglacjalne znajduwane są rzadko, natomiast fluwioglacjalne i ekstraglacjalne z okresu zarówno nasuwania jak i cofania się lądolodu występują między i pod morenami prawie zawsze.

Zastrzeżenia Lewińskiego (111) cytowane przez Sawickiego odnoszą się nie tyle do datowania co raczej pochodzenia materiału międzymorenowego. Istotnie nie jest to materiał wyłącznie fluwioglacjalny a więc przyniesiony przez wody lodowcowe ale także i ekstraglacjalny osadzony



przez rzeki okresowe, płynące z południa z obszarów niezlodowaconych. To rozgraniczenie ma szczególną wagę w obszarach górskich i wyżynnych.

W czasie każdego glacjału warunki klimatyczne na terytorium Polski południowej podlegały dużym i nieustannym zmianom: pogarszaniu w okresie rozwoju a polepszaniu w czasie zaniku zlodowacenia. To jedna rzecz, o której należy pamiętać. Druga jest jeszcze ważniejsza. Mianowicie w związku z różnymi zasięgami zlodowaceń stosunki klimatyczne w niezlodowaconych częściach Polski południowej musiały być różne w każdej epoce lodowej oraz inne w części wschodniej aniżeli w zachodniej.

O klimatach okresów glacialnych, ich właściwościach i rozmiarach pogorszenia można wnosić na podstawie: a) kopalnych szczątków roślinnych i zwierzęcych, b) niektórych zjawisk geologicznych i procesów morfologicznych oraz c) porównywania i szukania analogii do stosunków klimatycznych w dzisiejszych obszarach peryglacialnych.

Te wszystkie dane uwzględni Klimaszewski (78) przy odtwarzaniu klimatu Karpat w czasie trzech okresów glacialnych. W czasie dwóch starszych zlodowaceń Karpaty znajdowały się w zasięgu klimatu peryglacialnego, zaś w okresie zlodowacenia Varsovien II panował w nich klimat wysokogórski (257). Na podstawie składu i charakteru roślinności kopalnej znalezionej w Krościenku i Roztokach dał Szafer (257) doskonały pogląd na klimat Karpat w okresie ostatniego zlodowacenia.

Także w Sudetach panowały inne stosunki klimatyczne w poszczególnych okresach glacialnych. Tym starano się wytłumaczyć brak śladów zlodowaceń górskich — starszych (14,15). Według Berga nie mogły powstawać lodowce górskie w Sudetach w okresie zlodowacenia Elstery i Saali, bo wtedy znajdowały się one w zasięgu suchego klimatu peryglacialnego. Korzystne warunki nastąpiły dopiero w okresie ostatniego zlodowacenia a rezultatem są świeże formy i utwory glacialne w Karkonoszach. Z tym poglądem nie zgadza się Rühl (213). Dla poznania stosunków opadowych w dyluwium starał się zrekonstruować rozmieszczenie wyżów i niżów oraz kierunki wiatrów, zwłaszcza od morza wiejących w poszczególnych okresach glacialnych. Na tej podstawie przyjmuje, że maksimum opadów przypadało w Sudetach w czasie ostatniego zlodowacenia na okres największego rozprzestrzenienia, a podczas zlodowaceń starszych na okres zbliżania się i ewentualnie cofania lądolodu. Dlatego Rühl nie wyklucza możliwości znalezienia w Sudetach śladów starszego zlodowacenia górskiego, zwłaszcza przedostatniego.

O stosunkowo ciepłym klimacie w Sudetach wyrażającym się dużą ilością miesięcy ciepłych i to w okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia Saali lub Elstery wnosi Schwarzbach (233) na podstawie analizy warw dziennych w profilu z doliny Bystrzycy.

Przejdźmy do omówienia różnego rodzaju danych umożliwiających poznanie stosunków klimatycznych w poszczególnych okresach lodowych.



Stosunki klimatyczne w okresie zlodowacenia Cracovien charakteryzuje flora kopalna z Krystynopola, opracowana przez Szafera (250). W iłach zastoiskowych, spoczywających pod osadami z materiałem eratycznym, znajdują się mchy i roślinność typowa dla zimnej tundry arktycznej (*Betula nana*, *Salix polaris*, *S. herbacea*, *S. retusa*, *S. reticulata*, *Dryas octopetala* i in.). Na podstawie stosunków geologicznych utwór ten trzeba wiązać z okresem zbliżania się łądolodu. Jest to dotychczas jedyne stanowisko flory glacialnej z okresu zlodowacenia Cracovien na obszarze Polski.

Z okresu następnego zlodowacenia (Varsovien I) pochodzi już kilka stanowisk roślin kopalnych. Jest to roślinność tundry mieszanej arktyczno-górskiej dobrze charakteryzująca oziębienie klimatu w Polsce południowej. Tu należą szczątki roślinne z Walawy (97,78), Łęk Dolnych (259), Ludwinowa (121), Milowic (87). W Milowicach znajdują się one w utworach wiązanych z nasuwaniem się łądolodu Varsovien I (67), w Łękach i w Ludwinowie tkwią w utworach soliflukcyjnych a inne występują w osadach rzek karpaczkich.

Z okresu zlodowacenia ostatniego (Varsovien II), które nie sięgnęło na terytorium Polski południowej, ale klimatycznie doskonale zaznaczyło się w szacie roślinnej i w przebiegu procesów morfologicznych, znamy znowu kilka stanowisk. O stosunkach klimatycznych w Karpatach informują szczątki roślinności wysokogórskiej w utworze soliflukcyjnym w Krościenku (257) a o klimacie w piętrze hipsometrycznie niższym o 200 m szczątki roślinne znajdujące się w kredzie jeziornej w Roztokach koło Jasła (256, 260) oraz w utworach rzecznych w Walawie (97) i Baryczy (97).

## 2. ZJAWISKA PERYGLACJALNE

W miarę postępu badań i coraz dokładniejszych obserwacji utworów czwartorzędowych zwiększa się też liczba spostrzeżeń odnoszących się do zjawisk związanych i uwarunkowanych klimatem peryglacjalnym. Tu należą zjawiska soliflukcji, gleb strukturalnych, kipii, szczelin lub klinów mrozowych, rumowisk i form skalnych.

Utwór soliflukcyjny o miąższości 10 m zawierający obfitą florę dryasową został znaleziony w Krościenku i opisany wszechstronnie przez Klimaszewskiego, Szafera i Szafrana (257). Zmienność materiału i roślinności w profilu tego utworu można było tłumaczyć raz głębszym to znów płytszym odmarzaniem zwietrzliny, a więc wahaniami klimatycznymi w okresie ostatniego zlodowacenia.

Tego samego wieku jest gruba pokrywa soliflukcyjna w Sromowcach Wyżnich (Międzypotocze). Spoczywa ona na iłach z roślinnością chłodną (35), ale na podstawie stosunków geologicznych niewątpliwie interglacjalną. Iły podścielone są żwirami dunajcowymi, osadzonymi w okresie zlodowacenia Varsovien I (78).



W Łękach Dolnych materiał soliflukcyjny zawiera szczątki roślinności tundrowej z okresu zlodowacenia Varsovien I (259). Z tego samego czasu pochodzi prawdopodobnie utwór soliflukcyjny z Ludwinowa pod Krakowem, uważany dawniej za morenę zlodowacenia Cracovien (99) oraz jałowe rumowiska zwietrzelinowe i horyzonty gładowe, leżące na starych tarasach dyluwialnych pod przykryciem lessowym (78). Duża ilość takich znalezisk upoważniła do przyjęcia soliflukcji za zjawisko powszechne na obszarze Karpat w ciągu wszystkich okresów lodowych, z największym nasileniem w okresie Varsovien I (78).

W Górach Świętokrzyskich pokrywy rumowiskowe pochodzenia soliflukcyjnego o miąższości od 2 do 7 m okrywają zbocza ponad 300 metrowych gór i wzniesień (23, 24). Do tej grupy należą też żółtawe, niewarstwowane gliny z licznymi gładami i gładzikami kwarcytowymi i piaskowcowymi spoczywające pod piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi. Ich miąższość wynosi od 0,4 do 4,0 m a Czarnocki uważa je za odpowiednik najstarszego zlodowacenia.

Także w Sudetach procesy soliflukcyjne były zjawiskiem bardzo powszechnym. Pochodzenia soliflukcyjnego jest płaszcz gruzowy okrywający stoki Gór Sowich sięgający daleko na ich płaskie podnóże. Arnold (2) wiąże ten utwór, na podstawie stosunku do moreny i lessu, ze stadium warciańskim względnie okresem ostatniego zlodowacenia (Varsovien II). Analogiczne twory rozprzestrzeniają się u stóp Gór Złotych (10) i Bardzkich (17,284).

W Karkonoszach spotykamy na stokach dziś zalesionych ogromne nagromadzenia gładów, często o girlandowym przebiegu, spoczywające na bardzo zwietrzałym i rozłożonym podłożu granitowym. To samo obserwowali Ouvrier (165) i Rathsburg (205) w partii grzbietowej położonej ponad granicą lasu. Tej warstwy gładów jedynie Priehäusser nie uznaje za utwór soliflukcyjny z okresu dyluwialnego ale uważa za morenę utworzoną pod cienką pokrywą firnową (203, 205, 206). Girlandy rumowiskowe pochodzenia soliflukcyjnego znajdują się także na stromych stokach Ślęzy (231).

Gleby strukturalne (pierścienie i wieńce kamieniste) znajdujące w Karkonoszach (20, 165, 231, 269a) i w Tatrach (68a) uważane są za rezultat sił dzisiaj działających, choć nie brak zwolenników ich dyluwialnego pochodzenia (44).

Na zjawisko kippii (Brodelsböden) mało dotychczas zwracano u nas uwagi, choć ma ono dużą wartość dla odtwarzania stosunków klimatycznych. Kippię powstałą w czasie ostatniego zlodowacenia obserwowałem w żwirowni na zboczu doliny Robotnej koło Krakowa; dosyć często była ona znajdowana na Śląsku (125). Zjawisko kippii a nie zaburzenia lodowcowego ukazuje odsłonięcie w Mydlnikach opisane przez Kuźniara (99).



Mało uwagi zwracano u nas również na szczeliny mrozowe. Z obszaru Śląska podaje kilka stanowisk ich występowania Zeuner (288) i Arnold (2). Ostatnio rejestracją i systematycznym badaniem tych zjawisk zajęli się A. Jahn i J. Dylík.

Wiek tych zjawisk nie jest łatwy do ustalenia. Najprawdopodobniej powstały one w okresie ostatniego zlodowacenia. Z tym okresem należy też wiązać powstawanie rumowisk skalnych, przetrwałych dzięki korzystnym warunkom orograficznym i klimatycznym w szczytowych partiach górskich. Do najbardziej znanych należy „gołoborze“ w Łysogórach (130), oraz rumowiska na Babiej Górze (76) i na Śnieżce (20, 37, 231). Według Łozińskiego (131) są one produktem wietrzenia mechanicznego w klimacie peryglacjalnym. Ten pogląd, uzupełniany podkreśleniem dużej roli struktury petrograficznej oraz warunków orograficznych ma do dziś najwięcej zwolenników. Rumowiska nie są jednak związane z jakąś określoną skałą, gdyż występują w łupkach krystalicznych (Karkonosze, Góry Sowie, Góry Śnieżne), w granicie (Karkonosze), w porfirze (Góry Wałbrzyskie) w gabrze (Śleza), w piaskowcach i kwarcytach (Babia Góra, Góry Stołowe, Łysogóry).

Nie wiemy, w jakim stopniu fantastyczne formy skalne rzadkie w Karpatach (76, 248) a tak liczne w Sudetach (77, 51) zawdzięczają swą postać czynnikom okresów glacialnych. Ich rola była niewątpliwie duża ale brak dotychczas szczegółowych opracowań, zwłaszcza skałek sudeckich.

Wszystkie te zjawiska i procesy powstają w pewnych określonych warunkach klimatycznych toteż umożliwiają one ich odtworzenie. Wobec jednak małej ilości stanowisk oraz ich niepewnego wieku byłoby przedwczesnym rekonstruowanie na tej podstawie klimatu Polski Południowej. Natomiast jest rzeczą uderzającą dużo częstsze ich znajdowanie na Śląsku, który podczas ostatniego zlodowacenia znajdował się w zasięgu klimatu peryglacjalnego, aniżeli w obszarze małopolskim bardzo oddalonym od krawędzi tego lądolodu.

### 3. ZAGADNIENIA HYDROGRAFICZNE

W pasie peryglacjalnym przesuwającym się na południe i na północ w miarę nasuwania się i cofania lądolodu można spodziewać się wód, pochodzących: a) z topnienia lądolodu, b) z topnienia śniegów w obszarze pozalodowcowym oraz c) z topnienia lodowców górskich. W każdym przypadku stosunki hydrograficzne musiały cechować okresowość i wielkie różnice wodostanu (74). Można też przypuszczać, że działalność tych wód była inna w okresie nasuwania się lądolodu i inna w czasie jego recesji.

W okresie nasuwania się mas lodowych spływały wody z lądolodu i z lodowców górskich jedynie w ciągu bardzo krótkiego lata, przy czym topnienie



było ograniczone do wąskiego pasa ablacji w obrębie nabrzmiałej krawędzi. Natomiast w okresie recesji lądolód topniejący na szerokiej przestrzeni dostarczał w czasie coraz dłuższego lata ogromnych ilości wody. Ten wielki kontrast w dostawie wody mogło do pewnego stopnia łagodzić parowanie, silniejsze w okresie recesji.

Wody pochodzące z topnienia śniegów, magazynowanych w czasie długich zim okresu nasuwania, osiągały maksimum wysokości i rozprzestrzenienia z nastaniem lata. Był to krótki okres roztopów. Jedyne w górach roztopy mogły trwać dłużej z powodu topnienia śniegu kolejno na różnych piętrach hipsometrycznych. Za to w czasie recesji mniejsze możliwości magazynowania z powodu krótszych zim oraz wzrastająca ilość letnich opadów deszczowych wpływała zapewne wyrównująco na przebieg wodostanów. Z tego wynikałoby, że w czasie powolnego nasuwania się lądolodu przeważały wody pochodzenia pozalodowcowego (ekstraglacjalne), natomiast w okresie powolnej recesji wody z topniejącego lądolodu (fluwioglacjalne). To jest pierwszy ważny moment.

Drugi, to zagadnienie ukształtowania podłoża przed krawędzią nasuwającego się oraz cofającego się lądolodu. Lądolód skandynawski posuwał się przeciw spadkowi. Jego spąg na obszarze wgiętej Fennoskandii znajdował się jakieś 600 do 800 *m* poniżej dzisiejszego poziomu morza (49). Na stoki Karpat sięgnął on w czasie maksymalnego rozprzestrzenienia do wysokości 420 *m* a na stoki Sudetów nawet do 590 *m*. Różnica wysokości wynosi ponad 1 000 *m*. Lądolód mógł ją pokonać nabrzmiewając i podnosząc swą powierzchnię w Skandynawii do wysokości około 2 600 *m* nad ówczesny poziom morza (49). Co innego wody lodowcowe. Wody spływające z lądolodu mogły rozplywać się szeroko na terenach płaskich, nizinnych, natomiast w obszarach o nachyleniu wyraźnie przeciwnym do ruchu lodowca musiały się zbierać u jego czoła a może nawet szukać drogi odpływu w szczelinach masy lodowej (49, 74). Jedyne na bardzo niewielkich powierzchniach, pochyłonych zgodnie z ruchem lodowca mógł zachodzić odpływ normalny, swobodny.

Równie ważne zagadnienie stanowi odpływ wód pozalodowcowych, ekstra — lub peryglacjalnych. Musiały one płynąć zgodnie z ukształtowaniem preglacjalnym swoimi starymi rynnami ku północy, gdzie napotykały barierę lodową. Tu musiały się one łączyć i mieszać z wodami lodowcowymi.

Na skutek przesuwania się masy lodowej w kierunku południowym następowało stałe podnoszenie bazy erozyjnej i akumulacyjnej rzek peryglacjalnych. Zato w czasie cofania się lądolodu baza wędrowała ku północy i była coraz niższa. Na tej podstawie można przyjąć, że w czasie nasuwania się lądolodu oraz podczas postojów panowała akumulacja i obszar peryglacjalny był zasypywany, natomiast w czasie recesji następowało po krótkim okresie akumulacji rozmywanie odsłanianej powierzchni oraz jej rozcinanie (74).



Akumulację osadów rzecznych należy jednak w mniejszym stopniu wiązać ze zmianami bazy akumulacyjnej a głównie ze stosunkami klimatycznymi, warunkującymi bardzo intensywny przebieg wietrzenia i procesów soliflukcyjnych. Dzięki tym procesom ilość materiału zwietrzelinowego, dostarczana w obniżenia dolinne była bardzo duża a nawet za duża w stosunku do możliwości transportowych okresowo płynących wód ekstraglacialnych. Stąd też pochodzi to ogromne nasilenie akumulacji w dolinach rzecznych podczas każdego okresu glacialnego.

Warto zastanowić się nad tym, jakie możliwości w tym czasie stwarzał obszar południowej Polski dla rozwoju stosunków hydrograficznych. W polskiej części Karpat wszystkie doliny otwarte są ku północy i w tym kierunku płynęły nimi peryglacialne wody, łączące się dopiero w podkarpackich kotlinach zapadliskowych. To samo odnosi się do Sudetów, a analogia jest tym pełniejsza, że i ich wody zbierały się w Kotlinie Śląskiej. Z tego wynika, że w obszarze gór i kotlin należy się spodziewać podparcia wód peryglacialnych przez wędrującą na południe barierę lodową. Natomiast w pasie wyżyn i w Górach Świętokrzyskich mamy doliny skierowane zarówno na północ jak i na południe i to powinno się odpowiednio zaznaczyć w przebiegu wód i ich sedymentacji. Tu podparcie wód powinno ograniczać się do dolin północnych, bo w dolinach skierowanych na południe mogły one odpływać swobodnie.

#### 4. ZŁODOWACENIE CRACOVIIEN

##### a) Przebieg zjawisk w dolinach karpackich, sudeckich oraz kotlinach podgórskich w czasie nasuwania się lądolodu Cracovien

Po tych rozważaniach teoretycznych przejdźmy do zaobserwowanych faktów. We wszystkich dolinach zachodnio-karpackich (górną Wisłą, Skawą, Raba, Dunajec, Wisłoka, Wisłok i San oraz doliny ich dopływów) zostały stwierdzone ślady i pozostałości wysokiego zasypania miejscowym materiałem rzeczonym. W dolinie Skawy i Raby sięgało ono do wysokości 20 do 35 m nad dno dzisiejsze, w dolinie Dunajca do wysokości 80 do 120 m a w dolinie Wisłoki, Wisłoka i Sanu do wysokości 40 do 50 m. W tym zasypaniu bierze udział materiał miejscowy, karpacki (żwir, piaski, gliny i ropy) i jedynie w części Pogórza, która została przykryta lądolodem Cracovien, utwory rzeczne zalegają się z lodowcowymi. Na tej też podstawie wysokie zasypanie zostało związane czasowo i przyczynowo ze zlodowaceniem Cracovien (78). Zasypanie dolin karpackich nastąpiło przede wszystkim w okresie nasuwania się lądolodu. O tym świadczą liczne odsłonięcia w obszarze Pogórza Karpackiego, w których zawsze pod utworami pochodzenia lodowcowego spoczywają osady rzeczne, wyłącznie karpackie o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Takie następstwo utworów zostało stwier-



dzone także w Kotlinie Sandomierskiej (27, 72). Na nierównym podłożu z iłów miocেনskich a pod płatami moreny dennej leżą ogromne masy warstwowanych piasków i mułków, osadzonych przez wody głównie karpackie w czasie zbliżania się lądolodu.

W Sudetach problem zasypania dolin w okresie zlodowacenia Cracovien nie został dotychczas nawet postawiony. Geologowie niemieccy zwracali o wiele więcej uwagi na cechy petrograficzne tych utworów aniżeli na ich stratyografię i dlatego natrafiając na pewne trudności nie odróżniali osadów rzecznych podmorenowych od nadmorenowych (301—379). Ponadto nieuwzględnianie dwukrotnego zlodowacenia brzeżnej części Sudetów, przy wydzieleniu i datowaniu utworów, uniemożliwia dokładne odtworzenie tego zjawiska. Na podstawie bardzo ubogiego materiału obserwacyjnego można stwierdzić co najwyżej, że doliny i kotliny sudeckie były zasypane. Natomiast nie wiemy, czy były one tylko raz czy też dwa razy wysoko zasypane, a także z jakim zlodowaceniem wiązać należy znane nam resztki pokrywy akumulacyjnych.

W Kotlinie Kłodzkiej morenę niewiadomego zlodowacenia podścielają ily zastoiskowe oraz piaski i żwiry rzeczne o miąższości około 20 m (17). W dolinie Bystrzycy oraz w dolinach Podgórze Wałbrzyskiego w wielu odsłonięciach i wierceniach pojawiają się pod moreną żwiry, piaski i ily zastoiskowe (2, 301, 302). Z ilości warw w iłach zastoiskowych leżących pod moreną w Olszance obliczył Schwarzbach (236), że lądolód posuwał się tu naprzód z szybkością 92 m na rok.

Na Pogórze Bolkowskim morena przykrywa ily zastoiskowe sięgające do głębokości 32 m (346).

W dolinach Pogórze Kaczawskiego stwierdzone zostały pod moreną: piaski i żwiry koło Świerzawy, ily zastoiskowe koło Wojcieszowa a na obszarze arkusza mapy 1:25 000 Złotoryja i Świerzawa żwiry lokalne nieoddzielone przez Zimmermanna (366) od utworów nadmorenowych. Na południe stąd znajdujemy w dolinie Bobru koło Marciszowa pod moreną ily zastoiskowe o miąższości 27 m (247) a także koło Krzeszowa ich 2-metrową warstwę (328). W dolinie Bobru pod iłami leży gruba seria żwirów wyłącznie miejscowych (247). Analogicznie przedstawia się zasypanie w Kotlinie Jeleniogórskiej (345, 360). Tu leżą a) morena o parometrowej grubości, b) ily zastoiskowe o miąższości do 27 m oraz c) jasne żwiry preglacjalne.

Na Pogórze Izerskim zakłęśłości preglacjalne wypełniają piaski i żwiry pochodzenia miejscowego z wkładkami iłów zastoiskowych (20 m) przykryte moreną denną (353, 376, 378). Ich miąższość w okolicach Gryfowa dochodzi do 24 m. W dolinie Bobru i Kaczawy utwory warstwowane mają sięgać do wysokości 60 a nawet 80 m nad dzisiejsze dno doliny (330, 366, 360).



Zasypywanie dolin i kotlin sudeckich nie ograniczało się do obszaru zlodowaczonego ale podobnie jak w Karpatach także odcinki niezlodowaczone musiały być wypełnione miejscowymi osadami rzecznyymi. Zachowały się one w postaci wysokich tarasów i pokryw akumulacyjnych ale niestety ich związek z utworami podmorenowymi nie został prawie nigdzie prześledzony. Jedynie w południowej części Pogórza Izerskiego rozległe pokrywy żwirowe, rozściierające się u stóp Gór Izerskich, związane są z barykadowaniem wód przez łądolód Cracovien-Elstery (353, 355, 361).

Z powyższego wynika, że nie tylko w Karpatach ale także w Sudetach nasunięcie łądolodu poprzedziła bardzo intensywna akumulacja górskich rzek okresowych. Doprowadziła ona do zasypania dolin i kotlin osadami rzecznyymi pochodzenia miejscowego i dopiero na nich została złożona morena i fluwioglacjalne utwory. Podobnie bowiem jak w Karpatach, w dolinach i obniżeniach sudeckich utwory glacialne nie zostały nigdy złożone bezpośrednio na dnie skalnym. Te nieliczne dane, które zostały tu zacytowane, pozwalają wprawdzie na przyjęcie zasypania sudeckich dolin i kotlin, ale już nie dają możliwości odtworzenia jego przebiegu ani poznania zasięgu i miąższości. Poza tym wobec dwukrotnego zlodowaczenia można się tu spodziewać dwóch pokryw akumulacyjnych w siebie włożonych a zazębiających się bezpośrednio z utworami glacialnymi. W takim przypadku pokrywa młodsza może zawierać w serii podmorenowej materiał północny na złożu wtórnym.

W Kotlinie Śląskiej należałoby się spodziewać tego samego następstwa zjawisk co w Kotlinie Sandomierskiej a więc akumulacji poprzedzającej najście łądolodu. Jednakże trzeba pamiętać, że Kotliną Śląską była dwukrotnie zlodowaczona i że w czasie zlodowaczenia młodszego utwory starsze zostały nie tylko przykryte ale i bardzo zniszczone; z całej Kotliny znanych nam jest zaledwie kilka stanowisk tej moreny i to nie zupełnie pewnych. To też jedynie u stóp Sudetów koło Glucholazów leżą pod starszą moreną piaski i żwiry pochodzenia miejscowego (1).

Więcej danych mamy dla Kotliny Raciborskiej. W licznych wierceniach zostały stwierdzone pod moreną zlodowaczenia starszego piaski i żwiry z materiałem eratycznym o miąższości od 6 do 14 m. Zostały one osadzone przez wody roztopowe zbliżającego się łądolodu Cracovien (3, 232, 368).

W pasie wyżynnym — (Wyżyna Śląsko-Małopolska i Lubelska) następstwo utworów dyluwialnych jest inne w dolinach otwartych na południe, do Kotliny Oświęcimskiej i Sandomierskiej, aniżeli w dolinach skierowanych ku północy. Ani jedna dolina w pasie wyżyn nie została dotychczas dokładnie zbadana i dlatego zmuszony jestem opierać się nie na opracowaniach ale na materiale obserwacyjnym podawanym przez różnych badaczy.



**b) Przebieg zjawisk w czasie nasuwania się lądolodu Cracovien w dolinach wyciętych w południowych stokach pasa wyżynnego****A. Dorzecze Stobrawy**

W Leśnej na południowy zachód od Oleśna pod szarym marglem zlodowacenia starszego znajduje się 8,9 m piasków i żwirów fluwioglacjalnych osadzonych w czasie zbliżania się tego lądolodu (3).

**B. Dorzecze Przemszy**

Lewiński (107) na podstawie dużej ilości materiału obserwacyjnego przyjmuje zasypanie dolin i obniżeń w dorzeczu Przemszy piaskami fluwioglacjalnymi, osadzonymi przez wody nasuwającego się lodowca (Verschüttungssande). Te piaski o miąższości do 80 m przykryte są według Lewińskiego moreną zlodowacenia starszego (Cracovien). Wprawdzie Doktorowicz-Hrebnicki na podstawie bardzo szczegółowych badań w okolicach Grodzca (67) wykazał, że większość tych piasków została osadzona między zlodowaceniem Cracovien a Varsovien I, ale i on znajduje „osady fluwioglacjalne starsze od moreny  $dm_1$ ” (Cracovien). Są to piaski, żwiry i gliny o parometrowej miąższości, podścielające morenę tego zlodowacenia. Doktorowicz-Hrebnicki nie udowadnia podaniem składu petrograficznego ich pochodzenia fluwioglacjalnego, z opisu zaś odsłonięcia można by wnosić raczej o materiale pochodzenia miejscowego. Znajomość tego ma duże znaczenie przy odtwarzaniu przebiegu zjawisk.

**C. Dolina Będkowska i Kobylańska w południowej części Wyżyny Krakowskiej**

Walczak (268) znajduje w profilu utworów dyluwialnych, odsłoniętych w suchej dolince bocznej, uchodzącej progiem do Doliny Kobylańskiej, glinę morenową (Cracovien) spoczywającą bezpośrednio na podstawie skalnej. Wobec gruntownego wymięcenia utworów starszych z doliny głównej, nie mógł stwierdzić, czy poniżej progu morena nie była podścielona utworami rzecznyymi względnie rzeczno-lodowcowymi.

**D. Dorzecze Szreniawy**

W górnej części dorzecza Szreniawy (okolice Miechowa) znajdował Lencewicz (101) pod gliną morenową piaski warstwowane z wkładkami otczaków kredowych i nielicznymi otczakami skał krystalicznych, co świadczy o ich pochodzeniu względnie przeławiceniu fluwioglacjalnym.

Na podstawie odsłonień podanych przez Łyczewską (136) z dolnej części dorzecza Szreniawy i Nidzicy można i tu wnosić o zasypaniu, poprzedzającym osadzenie moreny. W tym zasypaniu, sięgającym do wysokości 20 m nad dzisiejsze dna dolin, biorą udział piaski i żwiry miejscowe z domieszką materiału krystalicznego.



## E. Dorzecze Nidy

W górnej części dorzecza Nidy (Góry Świętokrzyskie) znajdował Czarnocki (22, 23, 24) w dolinach i obniżeniach pod moreną zlodowacenia  $L_3$  (Cracovien):

Iły zastoiskowe	do 2 m
Piaski i żwiry wyłącznie lokalne	od 5 do 10 m
Mułki lessowe	do 2 m
Piaski siwe, mułki i żwiry lokalne	
Glinę glazonośną	

Czarnocki z okresem zbliżania się lądolodu Cracovien wiąże piaski, żwiry i iły zastoiskowe. Natomiast utwory niżej położone mają odpowiadać okresowi zlodowacenia wcześniejszego.

Należy podnieść, że w tym obszarze górskim, bardzo późno przykrytym przez lądolód, nie ma pod moreną utworów pochodzenia fluwioglacjalnego. Natomiast w dolinach środkowej części tego dorzecza leżą pod moreną według Mazurka (146—149) piaski fluwioglacjalne, podścielone warstwowanym lessem.

## F. Dorzecze Opatówki

W dolinach tego dorzecza znajdował Samsonowicz (224) pod moreną denną o miąższości 1,5 do 8,0 m:

Iły zastoiskowe 0,6 m

Piaski, żwiry i iły piaszczyste o kilkumetrowej miąższości, a w Łopacie także:

Less szaro-zielonawy 7,0 m

Piaski i żwiry uważa Samsonowicz za fluwioglacjalne a występowanie na nich ilów zastoiskowych tłumaczy tym, że Opatówka najpierw „odprowadzała wody fluwioglacjalne ku wschodowi i dopiero zbliżenie lodowca wywołało i tu powstanie zastoiska“. Z tego też wynikałoby, że od strony Wisły następowało przykrywanie tego obszaru przez lądolód.

Z powyższego zestawienia wynika, że doliny południowego skłonu Wyżyny Małopolskiej zostały zasypane prawie wyłącznie utworami fluwioglacjalnymi i to jeszcze przed zlodowaceniem tego obszaru i złożeniem moreny dennej. Piaski i żwiry fluwioglacjalne były przynoszone i składane przez wody roztopowe nasuwającego się lądolodu od chwili, gdy przekroczył on wododział wyżynny. Te wody płynęły tu wyjątkowo zgodnie ze spadkiem dolin i musiały się odznaczać dużą siłą transportową. Temu zapewne należy przypisać, że nie uchwalił się w spągu osadów fluwioglacjalnych materiał rzeczny pochodzenia miejscowego. W utworach fluwioglacjalnych występuje on natomiast wcale, obficie a często nawet przeważa nad materiałem eratycznym.



Osadów pochodzenia fluwioglacjalnego nie ma jedynie w Górach Świętokrzyskich a to dlatego, że zostały one w pasie wyżynnym najpóźniej zlodowaczone. Przez długi okres czasu musiały one sterczeć pośród pustyni lodowej jako górotwór-nunatak. W tym czasie powstało według Czarnockiego w ich obrębie zastoisko, którego śladem są ility w wysokości 280 m, poprzedzone okresem intensywnej akumulacji wód miejscowych. Późniejsze „zaptanie” tych gór w masie lodowej postępowało od wschodu, południowego wschodu i zachodu a nie od północy. O kierunku wschodnim świadczy skład petrograficzny moreny, leżącej tu na podmorenowych osadach (23).

**c) Przebieg zjawisk w czasie nasuwania się lądolodu Cracovien w dolinach wiejtych w północnych stokach pasa wyżynnego**

W dolinach skierowanych na północ należałoby się spodziewać takiego samego następstwa zjawisk i utworów jak w obszarze Karpat. A więc zasypywania materiałem grubszym w czasie powolnego zbliżania się masy lodowej i powstawania zastoisk na skutek podparcia wód peryglacjalnych, wreszcie przykrycia tych osadów przez morenę przewalającego się przez pas wyżyn lądolodu. Tu jednak uzyskanie takiego jasnego obrazu bez szczegółowych badań nie będzie ani łatwe ani nawet możliwe. Podobnie bowiem jak w Sudetach doliny te także w czasie następnego zlodowacenia były przeważnie barykadowane przez lądolód. Zdając sobie z tego sprawę ograniczam się w dalszym ciągu do cytowania faktów i spostrzeżeń, wiązanych przez różnych badaczy z tym właśnie zlodowaceniem.

Dla obszaru położonego między Prosną a Pilicą pewną ilość obserwacji dostarcza praca Premika (197). Z okresem nasuwania się lądolodu Cracovien wiąże on wzmogoną akumulację wód lokalnych i fluwioglacjalnych oraz powstawanie jezior zastoiskowych. Świadczą o tem piaski i żwiry oraz gruby pokład szeroko rozprzestrzenionych ilów zastoiskowych przykrytych moreną tego zlodowacenia. W dorzeczu górnej Warty pochodzą z tego okresu żwiry i piaski oraz mulki zastoiskowe, znajdowane przez Gołąba (45) i Mossoczego (156) pod moreną szarą zlodowacenia Cracovien.

W dorzeczu górnej Pilicy duże obszary piasków znaczy Różycki (212) na bardzo szczegółowej mapie geologicznej okolic Lelowa. W tekście jednak pomija zupełnie utwory czwartorzędowe i dlatego nie wiemy, jaki jest stosunek tych piasków do moreny zlodowacenia Cracovien. Wyjaśnienia nie daje także streszczenie zamieszczone w Posiedzeniach Naukowych P. I. G. nr 48 (211).

W dolinie Pilicy, koło Koniecpola, piaski fluwioglacjalne sięgające 11 m poniżej dzisiejszego poziomu rzeki pochodzą według Lewińskiego (106) z okresu zarówno nasuwania jak i cofania się lądolodu. Ogromne masy piasków, rozpościerające się na południe od Pasma Przedborskiego należy uważać



raczej za podmorenowe, gdyż według Świdzińskiego (247) są „skąpo pokryte powłoką utworów lodowcowych“. Koło Sulejowa i Barkowic Mokrych znajdował Passendorfer (173) pod gliną morenową piaski i żwiry pochodzenia fluwioglacjalnego, związane z okresem zbliżania się lądolodu Cracovien.

W dolinie Kamiennej według Samsonowicza (224) pod moreną denną zlodowacenia Cracovien spoczywają: piaski i żwiry fluwioglacjalne a pod nimi ily zastoiskowe. Takie następstwo świadczyć ma o tym, że najpierw była dolina Kamiennej zabarykadowana gdzieś w dolnym biegu przez lądolód, następnie w miarę jego zbliżania się została zasypana osadami fluwioglacjalnymi a wreszcie przezeń przykryta.

Inny przebieg i następstwo zjawisk można odtworzyć na podstawie badań Pożaryskiej (188) w dolinie dolnej Kamiennej. Pod brukiem morenowym zlodowacenia najstarszego (Cracovien) znajduje ona 10-metrową serię mulków, podścieloną 4-metrową warstwą piasków i żwirów pochodzących wyłącznie z obszaru Gór Świętokrzyskich. Otóż nie tylko mulki, które Pożaryska wiąże z podparciem wód, spowodowanym zbliżaniem się lądolodu od północy, ale całą tę serię osadów należy wiązać zapewne z tym okresem. Na przyjmowanie bowiem w tym czasie interglacjalnych stosunków klimatycznych bez przekonywujących dowodów nie można się zgodzić.

W przełomowej części doliny Wisły między Sandomierzem a Puławami, mimo kilku opracowań, utwory dyluwialne nie zostały dotychczas dokładnie poznane<sup>1</sup>. Ludomir Sawicki (227) opracował ten odcinek pod względem morfologicznym. Przyjmuje on plioceński, przeddyluwialny wiek przełomu, a z okresem dyluwialnym wiąże powstanie tarasów o wysokości 15 m i 25 m. Przypuszczał też, że w czasie nasuwania się lądolodu i jego pobytu musiało nastąpić wysokie zasypanie doliny głównej i pobocznych, ale stosując kryteria wyłącznie morfologiczne nie daje na to żadnego dowodu.

Szczegółowe badania geologiczne ograniczały się do okolicy Puław i Kazimierza. W roku 1895/96 stratyografię utworów dyluwialnych daje Krzysztafowicz a w 1932 Ludwik Sawicki (228) i to łącznie z poglądem na morfogenezę przełomu Wisły pod Puławami. Wnioski Ludwika Sawickiego nie zgadzają się z wynikami badań Ludomira Sawickiego. Według Ludwika Sawickiego pradolina Wisły w okresie zlodowacenia starszego aniżeli Cracovien znajdowała się w „poziomie powierzchni siwaka“ a więc w wysokości około 175 m, to jest 57 m nad dzisiejszym poziomem Wisły. Rozcięcie i równoczesna akumulacja miały nastąpić w czasie recesji tego zlodowacenia. Także w czasie zlodowacenia Cracovien (patrz rozdział I) dno nie leżało jeszcze w dzisiejszym poziomie, a dowodzić ma tego fakt, że morena tego

<sup>1</sup> Szczegółowe badania utworów dyluwialnych przeprowadza obecnie Wł. Pożaryski.



złodowacenia nie schodzi w „odcinku puławskim pradoliny Wisły poniżej poziomu ca 110—125 *m n. p. m.*“. Rozcięcie tego poziomu miało nastąpić dopiero po okresie złodowacenia Cracovien. Tymczasem z badań Ludomira Sawickiego wiemy, że przełom już w preglacjale był pogłębiony co najmniej do dzisiejszego poziomu a potwierdzają to badania Samsonowicza (229) i Pożaryskiej (188) w dolinach bocznych: Opatówki i Kamiennej. To, że morena nie wyściela dna doliny Wisły, że znajdowana jest dopiero od pewnej wysokości nad dzisiejsze dno i to głównie na starych poziomach preglacjalnych, jest zupełnie zgodne z faktami wszędzie gdzie indziej zaobserwowanymi. Morena nigdy nie leży bezpośrednio na skalistym dnie dolinnym i zawsze jest podścielona osadami wód płynących. Czy sięgały one w przełomowej dolinie Wisły do wysokości 175 *m*, na to nie mamy na razie pewnych danych.

O przebiegu i następstwie zjawisk w dorzeczu Wieprza w czasie złodowacenia starszego, według Sawickiego (229) dwudzielnego, można wnosić na podstawie odsłonięcia w Skierbieszowie. Morenę dolną podścielają piaski i żwiry pochodzenia i fluwioglacjalnego i peryglacjalnego o miąższości ponad 2,5 *m*.

W dorzeczu Bystrzycy preglacjalne utwory rzeczne przykryte moreną złodowacenia Cracovien znajdował koło Lublina Lewiński (112) a koło Ciecierzyna Siemiradzki i Zych (238).

W dolinie Bugu z okresem zbliżania się lądolodu Cracovien wiąże Szafer (250) powstanie ilów zastoiskowych koło Krystynopola oraz podścielających je piasków i żwirów pochodzenia wyłącznie miejscowego. Miąższość tych utworów, zawierających szczątki roślinności arktycznej wynosi około 16 *m*. Jahn (68) stara się wiązać to zastoisko ze złodowaceniem wcześniejszym (Jaroslavien?).

Według Malickiego (145) w tym okresie lodowym została zasypana piaskami miejscowego pochodzenia południowa część kotliny górnego Bugu do wysokości około 40 *m* nad ówczesne i dzisiejsze dno.

Opierając się na tych bardzo fragmentarycznych danych można przyjąć, że w dolinach pasa wyżynnego otwartych ku północy zachowały się wyraźne ślady akumulacji rzecznej lub rzeczno-lodowcowej, poprzedzającej bezpośrednio złodowacenie Cracovien. Doliny wcięte w północne stoki obszaru wyżynnego są przeważnie krótkie i nie mają wielkich dorzeczy. Jedynie Warta, Pilica, Kamienna, Wieprz i Bug mają nieco większe rozmiary. Z tego powodu w większości dolin i obniżeń rola wód peryglacjalnych była bardzo ograniczona i zostały one wypełnione nie osadami rzeczno-lodowcowymi ale utworami pochodzenia rzeczno-lodowcowego (Vorschüttungs-sande). Natomiast w dolinach większych o wodach obfitych, zdolnych do przeciwstawienia się wodom roztopowym, spąg serii zasypania stanowią



osady rzeczne pochodzenia miejscowego (Pilica, Kamienna, Wieprz, Bug). Małą ilością wód peryglacialnych i ograniczonymi możliwościami transportowymi tych rzek trzeba też tłumaczyć powstawanie w czasie zbliżania się lądolodu dużych jezior zastoiskowych — zjawiska rzadko w Karpatach spotykanego.

Na podstawie tych wszystkich danych można chyba przyjąć, że w Polsce południowej zasypanie poprzedzające i związane z nasuwaniem się lądolodu było zjawiskiem powszechnym. Trzeba jednak pamiętać, że było ono ograniczone do dolin, kotlin i obniżen, którymi płynęła woda i w których mogła składać swoje osady. W zasypaniu tym brały udział zależnie od wielkości dorzeczy i ilościowego stosunku wód ekstraglacialnych do glacialnych albo utwory pochodzenia miejscowego albo rzeczno-lodowcowego.

#### d) Przebieg nasuwania się i rozprzestrzeniania lądolodu Cracovien

Sposób i przebieg nasuwania się lądolodu Cracovien na terytorium Polski południowej nie jest jeszcze dobrze poznany. W obszarze małopolskim za mało zwracano dotychczas uwagi na petrograficzny skład moren i pochodzenie materiału narzutowego (90). Tymczasem ta metoda badań petrograficznych najlepiej umożliwia odtwarzanie kierunków i poznawanie dróg, przebytych przez poszczególne części lądolodu. Tego rodzaju obserwacje w obrębie Gór Świętokrzyskich pozwoliły Czarnockiemu (23, 24) na przyjęcie ruchu lodu od strony wschodniej względnie południowo-wschodniej. W okolicach Krakowa (Rudawa) na podstawie znajdowania w morenie skał wylewnych (z okolic Tenczynka) i otoczków zlepionca myślachowickiego przyjmował Nowak<sup>1</sup> rozprzestrzenianie się i nasuwanie lądolodu od zachodu.

Twarde skały z Gór Świętokrzyskich znajdują się w utworach morenowych koło Tarnobrzega (95) oraz w pogórskiej części dorzecza Dunajca, Wisłoki i Wisłoka. Zato w sąsiednich dorzeczach karpaccy spotyka się znacznie mniej materiału z obszaru wyżynnego z powodu stosunkowo małej jego odporności (margle i wapienie).

Dobrze można śledzić drogi lodowca w obszarze sudeckim a to ze względu na bardzo zróżnicowaną budowę Przedgórze, skąd materiał skalny był wydzierany. Jako skały przewodnie służą bazalty, gabra, serpentyny a także piaskowce ciosowe i skały wylewne obszarów pogórskich (362). Na podstawie pochodzenia materiału narzutowego, znajdującego u stóp Sudetów Wschodnich przyjmuje się ruch lądolodu od strony północno-wschodniej (1).

Wpływ, jaki wywierał lądolód na podłoże, był zależny od ukształtowania terenu, jakości materiału skalnego i miąższości lądolodu. W obszarach zbudowanych ze skał twardych wyorywał on i zabierał bloki oraz gruz wzboga-

<sup>1</sup> W czasie jednej z wycieczek geologicznych.



cając tym morenę denną. Szczególnie wyraźnie ujawnia się to w Sudetach, gdzie udział materiału miejscowego z Sudetów i Przedgórze rośnie w kierunku południowym i coraz bardziej przeważa nad materiałem skandynawskim. W Kotlinie Jeleniogórskiej morena denna składa się prawie wyłącznie z głazów i okruchów miejscowego granitu (345).

Jest rzeczą uderzającą, że zubożenie moren w materiał eratyczny, północny, a wzbogacenie w lokalny zachodzi głównie w tych obszarach, gdzie łądolód musiał pokonywać nierówności terenowe (góry, wyżyny).

Z obszaru Wyżyny Śląsko-Małopolskiej Czarnocki (31a), Doktorowicz-Hrebnicki (67), Różycki (210) opisują kry i pakiety skalne o ogromnych rozmiarach, oderwane i ponasuwane na osady młodsze, często dyluwialne. Znanych jest też dużo stanowisk z zaburzonymi, zdyslokowanymi wychodniami warstw. W obszarach zbudowanych ze skał mało odpornych, zwłaszcza z ilów i piasków trzeciorzędowych (Kotlina Śląska, Oświęcimsko-Raciborska i Sandomierska) łądolód zaburzał, wyciskał i fałdował te utwory i to nieraz do dużych głębokości (okolice Mużakowa—355a, Trzebnicy—38, Nowego Brzeska—136). W kotlinie Śląskiej ility trzeciorzędowe są jednym z elementów, budujących razem z utworami dyluwialnymi spiętrzone moreny czołowe (70) a także garby i nierówności okryte płaszczem moreny dennej. Duże ilości tego materiału dzięki przymarznięciu do spągu łądolodu zostały osadzone w Sudetach i na ich Przedgórze. Tworzą one dolną, ilastą część pokładu morenowego zawierającą szczątki roślinne z formacji lignitowej.

W terenach zbudowanych ze skał twardych bezpośrednia działalność łądolodu polegała nie tylko na egzaracji a przejawiała się także wygładzaniem powierzchni skalnych. Takie wygłady i mutony zachowały się jedynie na skałach bardzo odpornych i dlatego nie znajdujemy ich na fliszowym Pogórze karpackim. Zato są one formą często, może nawet zbyt często znajdowaną w Sudetach i na ich Przedgórze. Za mutony uchodzą kopiaste Wzgórze Łomnickie sterczące z dna kotliny Jeleniogórskiej (13, 360), pagóry koło Miedzianej Góry (13), liczne, zaokrąglone wzniesienia na Pogórze Kaczawskim, Bolkowskim, Wałbrzyskim (329, 346, 360), Wzgórze Strzelińskie, Niemczańskie i in. (8, 10, 336). Te formy, poza jeleniogórskimi, mogą pochodzić z okresu zarówno zlodowacenia starszego jak i młodszego. Rysy lodowcowe<sup>1</sup> zapewne z okresu zlodowacenia Varsovien I uchowały się prawie wyłącznie na twardych bazaltach Przedgórze Sudeckiego (10, 270).

Nasuwanie się łądolodu musiało się odbywać nierównomiernie, zależnie od ukształtowania podłoża przedczwartorzędowego. Masy lodowe wykorzystywały obniżenia i tędy szybciej posuwały się naprzód, na południe. Wskutek

<sup>1</sup>) Althaus E. — Gletscherschrammen von Geppersdorf, Kr. Strehlen. Jber. Schles. Ges. Vaterl. Cult., 72, Breslau, 1894.

Hazard J. — Glazialschliffe südwestlich von Löbau in Schlesien, 1891.



tego opływane były przeszkody terenowe, jakimi stawały się wyniosłości, zanim i te znalazły się pod pokrywą lodową. Taką rolę odegrało obniżenie Wisły, dzielące Góry Świętokrzyskie od Wyżyny Lubelskiej (24), oraz Niecka Nidziańska i Kotlina Śląska w stosunku do przyległego obszaru silnie rozczłonkowanej Wyżyny Śląskiej. Krainami najpóźniej w pasie wyżyn zlodowaconymi i najwcześniej uwolnionymi od pokrywy lodowej były Góry Świętokrzyskie (24, 111), południowa część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (108) i wzgórze Ślęży. O krótkotrwałym zlodowaceniu tych obszarów wnioskowano między innymi na podstawie znajdowania tu małej ilości materiału eratycznego (111, 152) a nie brak poglądów, że nie zostały one wcale przez lądolód przykryte (24, 130, 39, 246). Przykrycie tych gór i wzniesień postulowane jest przede wszystkim wysokim położeniem materiału narzutowego w Karpatach (do 420 m) i Sudetach (do 590 m). Aby lądolód mógł wynieść głazy na tak znaczne wysokości, musiała jego miąższość przekraczać dwukrotnie ich wysokości względne nad przylegające obniżenia kotlinowe. Jego powierzchnia w obszarze przedkarpackim musiała zatem utrzymywać się w wysokości około 600 m a przed Sudetami znajdowała się ponad szczytem Ślęży (718 m). Nie można też zapominać o kształcie czaszy lodowej, zwłaszcza w okresie nasuwania i maksymalnego rozprzestrzenienia bardzo wypukłej (49). Lądolód Cracovien został podparty i spiętrzony zarówno w odcinku karpackim jak i sudeckim, przy czym w Sudetach spiętrzył się wyżej (do 590 m) aniżeli w Karpatach (do 420 m). O przystosowaniu się lądolodu do konfiguracji brzeżnej części Karpat i Sudetów była już mowa na innym miejscu. Tu dodam, że w brzeżnej części obu górotworów została stwierdzona oscylacja lądolodu Cracovien (1, 78), zaznaczona dwoma morenami, przegrodzonymi warstwą utworów fluwioglacjalnych lub lokalnych. Kilkakrotne wahnięcia oscylacyjne zlodowacenia młodszego stwierdził ostatnio H. Teisseyre<sup>1</sup> przed progiem Pogórza Wałbrzyskiego (trzy pokłady morenowe przegradzane piaskami).

#### e) Przebieg zjawisk towarzyszących recesji zlodowacenia Cracovien

Recesja lądolodu Cracovien postępowała nierównomiernie i niejednostajnie. Najwcześniej, choć może nierównocześnie, zostały uwolnione od lodu pogórza karpackie i sudeckie. Topnienie mogło tu postępować szybko, ponieważ miąższość lądolodu była stosunkowo niewielka (78). W dolinach karpackich w miarę cofania się lądolodu wynoszony był przez rzeki dotychczas podparte materiał osadzony w odcinkach niezlodowaconych a wysoko zasypanych. Ten materiał miejscowy mieszał się z lodowcowym (żwiru mieszane) i był osadzany na odsłanianej i przemywanej morenie w postaci coraz niższych, złożonych stożków podpartych (78). Na ten okres a także na okres dalszej recesji przy-

<sup>1</sup> Wiadomość ustna.



padalo rozcinianie pokryw akumulacyjnych w dolinach zarówno karpackich jak i sudeckich.

Po opuszczeniu Pogórzy, w związku z dużo większą miąższością łądolodu w obszarze kotlin podgórskich, nastąpić musiało zwolnienie tempa recesji a nawet okres pozornego postoju przed progiem Pogórzy. Z tym postojem można wiązać w części małopolskiej nagromadzenie glazów narzutowych u stóp progu (94, 78) oraz wspólny odpływ wód roztopowych i karpackich wzdłuż niego do sąsiednich dorzeczy (97, 78, 207, 32).

W czasie topnienia i wycofywania się łądolodu z Kotliny Sandomierskiej wody karpackie i roztopowe wcinały się wolno w odsłanianą tu powierzchnię i częściowo ją rozmywały. Działalność tych wód, mających w zasadzie możliwość szerokiego rozlewania się, musiała się jednak ograniczać do pewnych obniżen, pokrywających się prawdopodobnie z przebiegiem predyluwialnych i obecnych dolin. Przemawia za tym fakt, że płyty morenowe, spoczywające w obrębie międzydolinowych wysoczyzn na utworach z okresu nasuwania się łądolodu lub też bezpośrednio na cokołach z ilów miocęnskich, nie są ani silnie przemyte ani też przykryte utworami z recesji (27, 72, 385). Głębokie rozcięcie w tym obszarze już nie tylko moreny ale i utworów podmorenowych nastąpiło zapewne dopiero po wycofaniu się łądolodu z przelomu Wisły przez pas wyżyn.

Przebieg topnienia lodów na wyżynach a zwłaszcza w Górach Świętokrzyskich nie jest nam dokładnie znany. Nie znajdujemy odpowiedzi na to, czy było to cofanie frontalne czy też, z powodu mniejszej miąższości lodów nad obszarem wyżynnym a zwłaszcza nad Górami Świętokrzyskimi, nastąpiło wcześniejsze zniknięcie pokrywy z obszarów wyższych a dłuższe jej przetrwanie w kotlinowych obniżeniach w postaci martwych lodów (111). W każdym razie inny był tutaj przebieg procesów związanych z recesją łądolodu aniżeli w Kotlinie Sandomierskiej a nawet w Karpatach. Różnice w stosunku do Kotliny Sandomierskiej polegają na tym, że w pasie wyżyn utwory recesyjne, znajduwane we wszystkich dolinach i obniżeniach, spoczywają zawsze na morenie zlodowacenia Cracovien. Pod tym względem zachodzi podobieństwo do stosunków stwierdzonych w dolinach Pogórza Karpackiego z tą jednak różnicą, że w pasie wyżyn są to utwory wyłącznie fluwioglacjalne, podczas gdy w obszarze Pogórza mamy osady mieszane wód glacialnych i karpackich.

O takim następstwie utworów i przebiegu zjawisk informują obserwacje poniżej zestawione.

W dorzeczu Przemszy z recesją łądolodu Cracovien wiąże Doktorowicz-Hrebnicki (67) dolną serię utworów międzymorenowych, odznaczającą się dużym zróżnicowaniem i zmiennością materiału (żwiry, piaski, mułki i ily). Miąższość tych utworów, leżących na morenie zlodowacenia Cracovien wynosi w okolicach Grodzca jakieś 4 do 6 m.



W Dolinie Kobyłańskiej 10-metrowy pokład piasków i żwirów eratycznych, spoczywający na morenie zlodowacenia Cracovien, uważa Walczak (268) za utwór fluwioglacjalny z okresu recesji.

W dorzeczu górnej Szreniawy (101) piaski fluwioglacjalne spoczywają nie tylko pod ale i na morenie zlodowacenia Cracovien i te należy wiązać z recesją lądolodu. Za to w odcinku dolnym zarówno Szreniawy jak i Nidzicy na morenie, podesełanej osadami z okresu zbliżania się lądolodu Cracovien, Łyczewska (136) nigdzie nie stwierdziła występowania utworów rzecznych lub rzeczno lodowcowych. Mamy tu zatem całkowitą analogię do tego, co zostało stwierdzone w Kotlinie Sandomierskiej. Przebieg i następstwo procesów w ujściowych odcinkach tych dolin nawiązywał już zdecydowanie do, stosunków panujących w Kotlinie.

Z analogicznym zjawiskiem spotykamy się w dorzeczu Nidy. W jego górnej części a mianowicie w Górach Świętokrzyskich (23, 24) na morenie zlodowacenia Cracovien spoczywają piaski warstwowane o miąższości do 2 m. Także w niecce Włoszczowskiej odwadnianej głównie przez Nidę ogromne masy piasków fluwioglacjalnych wiązane są przez Lewińskiego (106) zarówno z nasuwaniem jak i cofaniem się lądolodu Cracovien. Natomiast w biegu dolnym (na arkuszu mapy 1:100 000 Pińczów) Mazurek (146—149) nie znajduje nigdzie utworów fluwioglacjalnych leżących na morenie.

W dolinach wciętych w Wyżynę Opatowską znajduje Samsonowicz (224) na morenie piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz ily zastoiskowe. Takie następstwo stwierdzone zostało również w dolinie Wisły między Sandomierzem a Zawichostem (Winiary, Winiarki) i to upoważniło Samsonowicza do przyjęcia zastoiska sandomierskiego także w okresie recesji lądolodu Cracovien. Takie złożenie osadów recesyjnych na morenie jedynie w północnym kącie Kotliny Sandomierskiej i to w miejscu gdzie wchodzi ona w przełom Wisły nastąpić mogło na skutek zatkania wąskiego przełomu przez rozpadające się masy lodowe.

W dolinach pasa wyżynnego, otwartych ku północy, przebieg procesów i zjawisk, związanych z recesją lądolodu Cracovien powinien być nieco inny. Tu cofający się lądolód musiał podpierać wody płynące ku północy i dlatego zjawiskiem bardzo częstym są po tej stronie zastoiska z okresu recesji.

W dorzeczu górnej Warty z recesją lądolodu Cracovien wiąże Premik (197) piaski i żwiry fluwioglacjalne a w dorzeczu Widawki ily zastoiskowe o parometrowej miąższości. Świadczą one o istnieniu dużego jeziora zastoiskowego w tym okresie.

W dorzeczu Pilicy gruba pokrywa piasków fluwioglacjalnych miała zostać osadzona według Lewińskiego (106) zarówno w czasie nasuwania jak i cofania się lądolodu. Także Passendorfer (173) uważa kompleks żwirów o krzyżowym warstwowaniu, leżący na morenie starszej w Sulejowie, za utwór recesyjny zlodowacenia Cracovien.



W dolinie Kamiennej nie znajdował Samsonowicz (224) osadów recesyjnych spoczywających na morenie zlodowacenia Cracovien. Znajdują się one za to w dolinach jej prawobocznych dopływów, przy czym miąższość piasków i żwirów fluwioglacjalnych rośnie w kierunku północnym.

W dolnym odcinku doliny Kamiennej z recesją i interglacjałem związana była wyłącznie erozja i wyprzątanie (188).

O istnieniu zastoiska u wylotu przełomu Wisły w okresie recesji zlodowacenia Cracovien świadczą ily zastoiskowe stwierdzone koło Puław przez Ludwika Sawickiego (228). Te ily leżą na morenie w wysokości około 175 *m* a więc 57 *m* nad dzisiejszym poziomem Wisły. Ponieważ Samsonowicz (224) nie podaje wysokości<sup>1</sup>, w jakiej znajdował ily w Winiarach, nie mamy możliwości ewentualnego paralelizowania tych utworów ze sobą.

W dorzeczu Wieprza utwory recesyjne nie zachowały się z powodu ich zniszczenia i wymięcenia w okresie interglacjalnym (229).

W dolinie Bugu pod Sokalem przyjmuje Jahn (68) po wcześniejszej fazie zlodowacenia raz erozję i wyprzątanie to znów długi okres spokojnej sedymentacji na morenie. Po młodszej fazie zlodowacenia miało nastąpić w czasie recesji rozcinanie utworów zasypujących dolinę Bugu do wysokości około 30 *m*. Śladem tego zasypania ma być 2 metrowa warstwa żwirów, leżących koło Sokala na przemytej morenie w wysokości względnej około 30 *m*.

Odtwarzanie przebiegu recesji w Sudetach jest bardzo trudne wobec nie rozgraniczenia utworów starszego i młodszego zlodowacenia. Jest jednak rzeczą uderzającą, że w Kotlinie Kłodzkiej na morenie nie były znajdowane utwory recesyjne. Zarówno Zeuner (284) jak i Berger (17) przyjmowali w tym czasie jedynie rozcinanie pokrywy dyluwialnej.

Tak samo w dolinie Bystrzycy (349) i na Pogórzu Wałbrzyskim (301, 302) nie ma na morenie osadów ani mieszanych ani fluwioglacjalnych i dlatego z recesją łądolodu trzeba wiązać rozcinanie moreny i podścielających ją utworów. Na sąsiednim Pogórzu Bolkowskim są wydzielane (346) piaski i żwiry, pochodzące z przemycia moreny w czasie cofania się łądolodu, zato na Pogórzu Kaczawskim (329—332, 366) stosunek piasków i żwirów fluwioglacjalnych o bardzo dużej miąższości do moreny dennej nie został uchwycony ani prześledzony. Jedynie koło Świerzawy i Złotoryi mają one występować zarówno pod jak i na morenie (starszej czy młodszej?). Długie wały z piasków poziomo warstwowanych, ciągnące się w okolicy Wojcieszowa, uważane są za ozy względnie wały morenowe (362).

---

<sup>1</sup> Jest to przeoczenie częste u geologów, a także u wielu geografów nie pamiętających, że utwory rzeczne, rzeczno-lodowcowe i jeziorne zostały osadzone przez wody według pewnych ustalonych praw. Nieuwzględnianie wysokości tych utworów nad poziom morza lub nad poziom rzeki utrudnia a nawet często uniemożliwia wiązanie ze sobą utworów równoległych.



W obrębie Pogórza Izerskiego z okresem recesji albo zlodowacenia raczej młodszego możnaby wiązać pagóry zbudowane z piasków normalnie warstwowych. Ich geneza nie jest jasno sprecyzowana, bo uważane są za morenę czołową, kemy a nawet resztki starej pokrywy akumulacyjnej. Poza tym w stropie utworów wiązanych ze zlodowaceniem występuje tu prawie wyłącznie morena denna (376—378).

Inaczej w Kotlinie Jeleniogórskiej. Tu morena jest przykryta piaskami i żwirami, pochodzącymi z przemycia utworów morenowych przez wody roztopowe cofającego się lodowca. Koło Janowic na morenie wznoszą się znowu pagóry żwirowe i piaszczyste uchodzące za wały morenowe lub kemy (326).

Na Przedgórzu i w rozległej Kotlinie Śląskiej bardzo nieliczne szczątki morenowe zlodowacenia Cracovien-Elstery oddzielone są od moreny zlodowacenia Saali — Varsovien I pokładem piasków i żwirów o bardzo różnej miąższości. Ten utwór podściela prawie wszędzie morenę zlodowacenia młodszego, ale jest on wiązany raczej z okresem nasuwania się zlodowacenia Varsovien I aniżeli z recesją Cracovienu. Za tym przemawia bardzo gruntowne zniszczenie moreny starszej i niezgodne ułożenie na niej, względnie na bruku morenowym owych utworów piaszczystych.

W Kotlinie Raciborskiej w Wojnowicach (125) można uznać za utwór recesyjny piaski i żwiry, leżące na morenie zlodowacenia starszego na podstawie występowania kipii w ich stropie. Tę bowiem należy wiązać z oziębieniem zlodowacenia następnego. Natomiast piaski i żwiry międzymorenowe, stwierdzone w odsłonięciach i wierceniach na południe od wzniesienia Chełmu (367—375) pochodzą raczej z okresu nasuwania się lądolodu Varsovien I. Przemawia za tym wzrost grubości ziarna w górę profilu oraz wkładki ilów zastoiskowych.

Ogólnie rzecz biorąc bardzo zastanawiającą i uderzającą jest dysproporcja między przebiegiem i rozmiarami akumulacji w okresie nasuwania i cofania się lądolodu. Na to zwracał uwagę już Lewiński (111). Pomimo tego, że w czasie recesji powinno być znacznie więcej wody pochodzącej z topnienia lądolodu aniżeli w okresie nasuwania, utwory recesyjne odgrywają zupełnie podrzędną rolę w składzie pokrywy akumulacyjnej. Powodem tego mogło być bardzo szybkie cofanie się lądolodu, duże parowanie w związku z podnoszeniem się temperatury, możliwość wsiąkania wód wobec odmarzania gruntu, możliwości ich odpływania w sąsiednie dorzecza a także łatwiejsze ich przenikanie w szczeliny mürszejącego lądolodu.

## 5. ZLADOWACENIE VARSOVIEN I

### a) Przebieg zjawisk i procesów w czasie nasuwania się lądolodu Varsovien I

W okresie zlodowacenia Varsovien I lądolód, poza jedynym odcinkiem górnośląskim, opierał się wyłącznie o zwrócone przeciw niemu stoki gór



i wyżyn. Z tego powodu wody roztopowe nie mogły swobodnie odpływać na południe a wody ekstraglacialne z gór i wyżyn na północ. Takie stosunki musiały doprowadzić do zasypywania dolin i obniżeń oraz powstawania zastoisk także w tym okresie lodowym.

Łądolód sięgający w głąb Sudetów, choćby nawet nie tak daleko jak w okresie poprzednim, musiał podeprzeć rzeki środkowo i zachodnio-sudeckie (Nyse Kłodzką?, Bystrycę, Nyse Szaloną, Kaczawę, Bóbr, Kwisę, Nyse Łużycką oraz inne mniejsze rzeki i potoki). Następstwem tego powinno być zasypianie odpreparowanych w wielkim interglacjale dolin świeżymi osadami rzecznyymi i rzeczno-lodowcowymi. Jednakowoż utwory tego zasypiania nie zostały dotychczas wydzielone ani nawet odróżnione od osadów pozostawionych w okresie zlodowacenia Cracovien. Niewątpliwie pewne profile i odsłonięcia, cytowane poprzednio przy omawianiu zlodowacenia Cracovien, będą się odnosiły raczej do tego, młodszego zlodowacenia. Wyjaśnienie mogą dać jedynie bardzo szczegółowe badania form i utworów dyluwialnych w Sudetach. W każdym razie jedno wydaje się być pewnym a mianowicie, że w Sudetach zasypianie związane z okresem nasuwania się i postępu tego łądolodu musiało być znowu ograniczone do dolin, kotlin i wielkich obniżeń. Zato na ich przedpolu a zwłaszcza w Kotlinie Śląskiej i Raciborskiej utwory fluwioglacialne płaszczem o różnej grubości rozpostarte są na ogromnej przestrzeni prawie całego dna. Zostały one osadzone przez wody roztopowe zbliżającego się łądolodu przy współdziałaniu wód i materiału sudeckiego. Są to piaski warstwowane o miąższości do 40 m utworzone w dużym stopniu z przerobienia materiału trzeciorzędowego (piaski i żwiry kvarcowe oraz ily).

Wiercenie w Brochowie pod Wrocławiem (39):

Osady aluwialne	5,7 m
Margiel morenowy	9,3 „
Piaski ilaste szare	0,85 „
Piaski białe	7,7 „
Szuter	1,2 „
Piaski niebieskawe	6,0 „
Piaski ilaste szare	7,6 „
II piaszczysty trzeciorzędowy	

Na ich nierównej powierzchni, często na skutek zaburzenia i spiętrzenia przez nacisk łądolodu, leży morena denna powtarzająca podmorenowe deniwelacje. Takie następstwo utworów jest powszechne zarówno w obszarze nizinnej Kotliny Śląskiej a więc w okolicach Legnicy (338, 339), Wrocławia (317—322), Brzegu<sup>1</sup>, Grotkowa<sup>1</sup>, Oleśnicy<sup>1</sup>, Buczyny<sup>1</sup>, Kluczborka<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Na podstawie badań geologiczno-dyluwialnych geografów wrocławskich, pracujących w roku 1948 i 1949 dla P. I. G. pod kierunkiem prof. M. Klimaszewskiego.



i innych jak też w obrębie Przedgórze Sudeckiego: okolice Strzegomia (340), Sobótki<sup>1</sup> (334, 335), Świdnicy (352), Dzierżoniowa (350), Niemczy (333), Ząbkowic (358), Kamięńca (357), Strzelina (336) i in.

Także w Kotlinie Raciborskiej nasunięciem się lądolodu Varsovien I poprzedziła faza akumulacji żwirowo-piaszczystej (232, 127, 286, 368), a w dorzeczu Cyny na skutek podparcia wód przez ten lądolód, powstało duże zastoiskowe jezioro (125, 127). Świadczą o nim ily zastoiskowe znajdujące tu stale w jednakowej wysokości 210 m.

W przyległym obszarze Wyżyny Śląskiej z okresem nasuwania się lądolodu Varsovien I wiąże Doktorowicz-Hrebniński (67) górną serię utworów międzymorenowych, złożoną z piasków drobno- i średnioziarnistych, leżących często niezgodnie na utworach serii dolnej, recesyjnej. Z tego okresu pochodzi zapewne górna część piasków międzymorenowych w okolicach Pyskowic, wiązana przez Cramera (370) z okresem zlodowacenia starszego a także część piasków w dorzeczu górnej Przemszy. W osadach piaszczystych, odsłoniętych w Milowicach i w Makoszowych, znajdowane były kości zwierząt dyluwialnych, opisane przez Ryziewicza (217) oraz szczątki roślinne tundry arktycznej bez elementów karpackich, opracowane bardzo starannie przez A. Kozłowską (87).

W czasie największego rozprzestrzenienia tego lądolodu, prawdopodobnie po okolice Wodzisławia, wody roztopowe mogły odpływać swobodnie na południe i tu łączyć się z wodami Wisły.

W odcinku wyżynnym, dalej na wschód położonym, lądolód podpart przez rzek większych górną Wartę, górną Pilicę, Kamięńca, Wisłę pod Zawichostem oraz wody górnego Wieprza i Bugu.

W dorzeczu górnej Warty z okresem zbliżania się lądolodu Varsovien I wiąże Gołąb (45) i Mossoczy (156) piaski i żwiry fluwioglacjalne, spoczywające pod moreną młodszą, brunatną. W części tego dorzecza położonej dalej na północ powstało w tym samym czasie według Premika (197) zastoisko w okolicy Złoczewa (między Prosną a Wartą), duże zastoisko, wypełniające szeroką dolinę Widawki oraz na skutek spiętrzenia wód Warty i Pilicy jezioro zastoiskowe między Przyrowem a Koniecpolem (218). O ile lądolód w okresie maksymalnego rozprzestrzenienia sięgał aż po Włoszczowę (154) to część wód glacialnych mogła odpływać Niecką Nidziańską do Kotliny Sandomierskiej.

Wody Kamięńca w czasie postoju lodowca w rowie tarłowskim wskutek zabarykadowania ujściowego odcinka doliny przelewały się, według Samsonowicza (224), przez niskie działy wodne w sąsiednie dorzecze Opatówki

<sup>1</sup> Powszechne występowanie moreny na piaskach i żwirach podmorenowych w okolicach Sobótki stwierdziła ostatnio mgr Z. Buczkówna na podstawie dużej ilości starannie opracowanych odsłoneń.



oraz w dolinę Wisły (wodącą Czyżówki). Z utworów podmorenowych tego zlodowacenia wymienia Samsonowicz jedynie ility zastoiskowe, co świadczy o istnieniu także tutaj jeziora zastoiskowego.

Natomiast Pożaryska (188) wiąże z tym okresem akumulację i zasypanie poprzednio odpreparowanej doliny „do wysokości dwudziestu paru metrów ponad dzisiejszy poziom rzeki“. W zasypaniu tym bierze udział materiał mieszany a więc zarówno północny jak i miejscowy z dorzecza Kamiennej (otoczaki wapieni i krzemieni górno-jurajskich). Na tej podstawie wnosi Pożaryska, że wody fluwioglacjalne wyzyskiwały dolinę Kamiennej jako rynnę odpływową, marginalną. Na utworach fluwioglacjalnych leży morena szara zlodowacenia starszego (chyba Varsovien I?). Przyjmowanie okresu erozji poprzedzającej bezpośrednio zlodowacenie nie wydaje się być uzasadnionym.

Z jeziora, którym sięgnął łądolód Varsovien I wzdłuż doliny Wisły aż po okolice Zawichosta wody roztopowe musiały spływać na południe i tu łączyć się i mieszać z wodami zarówno rzek karpackich jak i glacialnymi z obszaru górnośląskiego i ewentualnie z Niecki Nidziańskiej. Ponieważ w Kotlinie Sandomierskiej nie znaleziono śladów zastoiska z tego okresu, trzeba przypuszczać wspólny odpływ tych wód pod powierzchnią łądolodu ku północy.

O przebiegu akumulacji w dolinie Wieprza, związanej z nasuwaniem się oraz z postojem łądolodu Varsovien I u północnego brzegu Wyżyny Lubelskiej informuje Ludwik Sawicki na podstawie profilu w Dworzyskach (229). Stratygrafia utworów, budujących tu taras o wysokości 22 m oraz ich interpretacja wg Ludwika Sawickiego przedstawia się następująco:

- |  |           |
|--|-----------|
| a) „Seria piaszczystych aluwiów rzecznych“   | 6,0—7,0 m |
| odpowiada postojowi w okresie maksymalnego rozprzestrzenienia oraz ruchom oscylacyjnym w początkowej fazie recesji |           |
| b) „Typowy utwór zastoiskowy“  | 3,5—4,0 „ |
| świadczy o podparciu wód przez łądolód   |           |
| c) „Typowy less subaeralny młodszy, górny“   | 2,5—3,0 „ |
| akumulowany w okresie następowania lodowca Varsovien I   |           |
| d) „Aluwia piaszczyste rzeczne, warstwowane ze żwirkiem kredowym“  | 2,5 „     |
| są nieokreślonego wieku; pochodzą chyba z okresu nasuwania się lodowca.  |           |

W dolinie górnego Bugu z okresem Varsovien I i „zabarykadowaniem lodowcowym środkowego biegu Bugu“ wiąże Jahn (68) piaski i żwiry, nazwane niewłaściwie „fluwioglacjałem dolinnym“, przykryte „lessem fluwiatylnym“. Te utwory budują taras o wysokości 6 do 9 m.

Na podstawie tych bardzo fragmentarycznych danych można znowu wnosić o fazie intensywnej akumulacji, poprzedzającej i związanej ze zledo-



wacieniem Varsovien I. Jej przebieg i rozmiary będzie można odtwarzać dopiero po przeprowadzeniu szczegółowych badań. W każdym razie uderza dużo słabsze zasypanie dolin wyżynnych w tym okresie aniżeli w czasie zlodowacenia poprzedniego. Można to tłumaczyć tym, że w czasie zlodowacenia młodszego doliny były zasypywane materiałem wyłącznie lokalnym, osadzonym przez nikle wody peryglacjalne, natomiast w okresie zlodowacenia starszego wielką rolę odegrały w zasypaniu utwory fluwioglacjalne obfitych wód roztopowych.

W obszarze położonym dalej od zasięgu tego zlodowacenia a więc w Karpatach i w Kotlinie Sandomierskiej a także na południowych stokach Wyżyny Małopolskiej okres ten zaznaczył się znowu intensywnym wietrzeniem, nasileniem procesów soliflukcyjnych oraz wzmożoną działalnością akumulacyjną okresowych rzek. W dolinach polskiej części Karpat powstały w tym czasie pokrywy żwirowo-gliniaste o parometrowej miąższości (78). Rozcięte w okresie recesji lądolodu i niszczone w interglacjale uchowały się one do dzisiaj fragmentarycznie w postaci tarasów. Są to tarasy albo resztki poziomów lub pokryw akumulacyjnych, posiadające w dolinie górnej Wisły (94), Skawy i Raby (78) wysokość względną od 6 do 9 m a w dolinie Dunajca 15 do 40 m (78) albo też tarasy skalisto-osadowe o wysokości 15 do 20 m nad poziomem Wisłoki, Wisłoka i Sanu (78). W części pogórskiej pokrywy akumulacyjne tych tarasów przykryte są zazwyczaj lessem.

W Kotlinie Sandomierskiej pochodzą z tego okresu utwory akumulacyjne przeważnie piaszczyste, budujące taras o wysokości 10 do 15 m (136). Po lewej stronie Wisły są one zazwyczaj przykryte lessem, natomiast po stronie prawej ich powierzchnia jest często nierówna z powodu zwiania piasków w wały wydmowe (296, 299, 300).

W dolinach południowego skłonu Wyżyny Małopolskiej utwory tego wieku nie były dotychczas wydzielane, choć nie brak tu dobrze wykształconych tarasów o wysokości 10 do 15 m. Z tego okresu pochodzi ogromny stożek napływowy Prądnika, na którym rozbudował się Stary Kraków<sup>1</sup>, a w dolinie Szreniawy utwory rzeczne budujące 12-metrowy taras lessowy (przykryty lessem) (136). Na „Szkicu geologicznym okolic Nowego Brzeska” jego występowanie pokrywa się z rozmieszczeniem lessu spiaszczonego, ale Łyczewska nie podaje wieku tych utworów ani wieku formy tarasowej.

#### b) Przebieg zjawisk i procesów w czasie cofania się lądolodu Varsovien I

Na terytorium Polski południowej przebieg cofania się lądolodu Varsovien I można studiować jedynie na Śląsku. Recesja postępowała tu nierównomiernie a postoje i nawroty znaczą liczne wały czołowo-morenowe. Keilhack (70) wyróżnia na Dolnym Śląsku siedem takich ciągów moreno-

<sup>1</sup> Wg M. Książkiewicza, wiadomość ustna.



wych, pochodzących z okresu przedostatniego zlodowacenia: a) Szprotawa—Przemków—Chocianów—Polkowice, b) Legnica—Środa Śląska—Leśnica(?), c) Męcinka—Jawor—Goczałków, d) Strzegom—Jaworzyna Śląska—Śmiałowice—Biała—Sobótka, e) Świebodzice—Świdnica—Tąpadła, f) Dzierżoniów—Uciechów, g) Ząbkowice—Brzeg oraz na Podgórzu Sudeckim wątpliwe, h) pagóry między Bolkowem a Świerzawą i j) pagóry oraz wielkie garby ciągnące się od okolic Sokołowca przez Czaple—Grodziec po Okmiany.

Na Pogórzu Izerskim Olbricht (160, 161) prowadzi ciąg moreny czołowej od okolic Zgorzelca przez wzgórza Sławnikowskie po Zagajnik, a Berg (376—378) wspomina o wałach morenowych w okolicy Lubania i Uboczy. Na przedpolu Sudetów Środkowych biegnie według Meistera (356) ciąg pagórów moreny czołowej z zachodu na wschód od Rudnic przez Koziniec—Zwrocław — okolice Stolca po Służejów. Jego przedłużeniem mają być według Behra (9, 357) dobrze zachowane moreny czołowe biegnące od Stolca przez Otmuchów po miasto Nysę. Innego zdania jest Finkh (358). Według niego ciąg moren otmuchowskich biegnie od Złotego Stoku przez Błotnicę—Doboszowice—Otmuchów po Rusocin i ewentualnie Opole. W takim przypadku moreny Stolca należałoby wiązać raczej z ciągiem henrykowskim (ziębickim). Ciągnie się on według Behra (9) równolegle do pasa moren otmuchowskich od okolic Henrykowa przez Dębkowice—Szklary—Strzegów po Wierzbno. Dalszy ciąg stanowią zdaniem Woldstedta (274) pagóry i szerokie, płaskie garby biegnące przez Grodków—Łosiów—Biestrzykowice—Domaszowice po Pietrówkę. Za przedłużenie zaś ciągu otmuchowskiego uważa Woldstedt (274) płaski garb o parokilometrowej szerokości, na którym leżą Mańkowice—Lambinowice—Jakubowice i Rogów. Badania przeprowadzone w roku ubiegłym (1948) wykazały, że oba te ciągi o przebiegu prawie południkowym zbudowane są z warstwowanych piasków podmorenowych, okrytych zwartym płaszczem moreny dennej. Brak tym formom wyrazistości, na ich płaskiej powierzchni nie znajdujemy nagromadzenia materiału narzutowego a po stronie zewnętrznej osadów sandrowych czy roztopowych. Garb „morenowy“ jakubowicki budził też u Zeunera (287) słuszne zastrzeżenia a i Woldstedt przyznaje, że moreny te nie posiadają typowej postaci. Ich istnienie przyjmuje na tej podstawie, że prostopadle do garbu Łosiów—Domaszowice przebiegają i od zachodu doń przylegają długie wały uważane nie zawsze słusznie za ozy. Na wschód od Studnicka zmienia się niespodziewanie kierunek garbów z południkowego na równoleżnikowy. Wały morenowe bieżą ku wschodowi na Komorzno—Byczynę i łukiem otwartym ku północy omijają Gorzów Śląski (390). Ich przedłużenie mają stanowić moreny czołowe znajdowane przez Premika (197) na południe od Częstochowy.

Z powyższego widzimy, że moreny czołowe na Śląsku nie zostały powiązane w ciągi, które odpowiadałyby kolejnym stadium recesyjnym łądo-



lodu Varsovien I. Dużo z nich budzi zastrzeżenia z powodu niezwyklej budowy. Są to często nabrzmienia, zbudowane z utworów podmorenowych, które łądolód może spiętrzył ale i przekroczył w swoim pochodzie na południe. Związane są one raczej z okresem nasuwania aniżeli z postojami lub oscylacjami w czasie recesji. Wśród typowych moren czołowych przeważają powstałe wskutek spiętrzenia nad usypiskowymi.

Wobec takiego stanu rzeczy i badań nie można się dziwić, że niektóre wały uważane są przez różnych geologów albo za moreny czołowe, albo za ozy lub kemy a nawet za erozyjne szczątki dawnej pokrywy akumulacyjnej. Dlatego konieczne są szczegółowe i systematyczne badania moren czołowych na Śląsku i to niezależnie od zdjęć geologicznych, gdyż te nie dają na ogół możliwości porównywania i śledzenia jednego ciągu na dużej przestrzeni.

Równomiernie topniejący łądolód Varsovien I pozostawiał morenę denną i ona buduje przeważną część powierzchni nizinnego Śląska. Ta pokrywa morenowa została wyrównana nie tyle przez wody lodowcowe co przez procesy denudacyjne, działające od chwili jej powstania. Mimo tego niszczenia nie brak tu płytkich zagłębień bezodpływowych a także garbów i nabrzmiń, ukrywających pod powłoką morenową różnej miąższości piaski. Natomiast jest rzeczą uderzającą rzadkie występowanie na morenie utworów fluwioglacjalnych, związanych z recesją łądolodu. Te rozpościerają się albo cienką warstwą i to na niewielkiej przestrzeni (363, 367 do 375) albo też występują w postaci pagórów i wałów kemowych.

W okolicach Przychodu koło Niemodlina wąskie wały o wysokości około 5 m i nieregularnym przebiegu zamykają bezodpływowe zakleszczości. Wały zbudowane są z poziomo warstwowanych piasków fluwioglacjalnych i Zeuner (287) uważa je słusznie za utwory i formy, związane z martwym lodem (wypełnienie szczelin przez osady fluwioglacjalne). Podobne formy pojawiają się też koło Skorogoszczy<sup>1</sup> i w okolicach Urazu (363).

Liczne pagóry i wały kemowe, zbudowane z piasków i żwirów fluwioglacjalnych zachowały się między Tarnowskimi Górami a Gogolinem (4) oraz w okolicach Grodzca (67). Tego pochodzenia są też zapewne wały żwirowe i piaszczyste o wyraźnym warstwowaniu, znajdujące w Sudetach (15, 44a).

Z innych form akumulacji rzeczno-lodowcowej należy wymienić ozy. Oz bardzo zniszczony znajduje się koło Żurawina (263) na południe od Wrocławia, szereg pagórów piaszczystych w Imbramowicach znaczy nam przebieg innego ozu (341) a „oz wyciśnięty“ opisuje Meister (364) z Czerńczyc na północ od Wrocławia. Te ozy mają wyraźny przebieg z południa na północ. Natomiast zupełnie inny kierunek, bo z południowego wschodu na

<sup>1</sup> Badania w r. 1948.



północny zachód posiadają ozy w okolicach Namysłowa (274). Są to długie i wąskie wały zbudowane z przekątnie warstwowanych piasków fluwioglacjalnych, przykrytych materiałem morenowym. Od tych bardzo się różnią i wyglądem i budową szerokie i płaskie garby w okolicach Łosiowa, uważane przez Woldstedta (274) również za ozy.

Małe rozprzestrzenienie utworów fluwioglacjalnych z okresu recesji można tłumaczyć chyba tym, że wody szybko topniejącego lodowca gromadziły się i odpływały obniżeniami. Te pierwotne obniżenia predysponowane rzeźbą podmorenową wyznaczyły zapewne dzisiejszy przebieg sieci dolinnej. O marginalnym odpływie wód roztopowych w okresie recesji Varsovien I i to, wobec spadku dna Kotliny Śląskiej ku północy, na coraz niższych poziomach, świadczą stopnie i krawędzie wycięte przez te wody w pasie położonym na południe od Legnicy (338—340, 80). W Sudetach w miarę cofania się lądolodu rzeki sudeckie wcinały się w pokrywę morenową i osady nadmorenowe a poza obszarem zlodowaconym musiały rozcinać pokrywę akumulacyjną i tworzyć tarasy. W czasie odgrzebywania swoich dawnych dolin rzeki te nieraz wcinały się epigenetycznie w podłoże skalne — stąd liczne przełomy epigenetyczne (236) o nieustalonym dokładnie wieku (recesja zlodowacenia Cracovien czy Varsovien I).

Recesję lądolodu względnie jezora lodowego można śledzić także w rowie tarłowskim. Tu w czasie recesji powstał długi oz o bardzo świeżej formie i typowej budowie, opisany przez Łuniewskiego (134) i Samsonowicza (224) a w dolinie Kamiennej wiąże Pożaryska (188) z tym okresem „serię żwirów fluwioglacjalnych, krystaliczno-kredowych“ oraz fazę erozji, poprzedzającej osadzenie się lessu podmorenowego i moreny następnego zlodowacenia. Po tym zlodowaceniu panowała już tylko erozja i wyprzątanie doliny z utworów dyluwialnych. W tym dopiero czasie mógł powstać taras V nie kopalny, jak przypuszcza Pożaryska, ale wyraźnie erozyjny, ścinający utwory różnego wieku i odporności.

## 6. STADIUM WARCIAŃSKIE

W czasie stadium warciańskiego lądolód wsparł się na Śląsku o świeżo wypiętrzony garb Kocich Gór (21, 363, 364) i bardzo silnie zaburzył utwory ten garb budujące. Są to zarówno piaski i żwiry trzeciorzędowe jak i utwory wcześniejszych zlodowaceń (363, 364). Na tych bardzo intensywnie pofalowanych i zdyslokowanych osadach leży płasko i niezgodnie morena stadium warciańskiego. Te zaburzenia i przesunięcia, w ogóle bardzo częste w dyluwium Śląska, w Górach Kocich są zjawiskiem szczególnie uderzającym i powszechnym. Dużo dobrych odsłoneń dają cegielnie w okolicach Trzebnicy.

Z lodowca warciańskiego wody roztopowe spływały na południe. O tym świadczą stożki sandrowe rozpościerające się u stóp Kocich Gór w kierunku



pradoliny wrocławsko-magdeburskiej (363—365). Typowe są pola sandrowe ciągnące się na południe od Trzebnicy (sandr siedlecki 364), Twardogóry i Sycowa. Niskie położenie sandru siedleckiego w stosunku do moreny trzebnickiej oraz prostolinijny przebieg południowej krawędzi Gór Kocich między Januszkowicami a Mienicami skłaniały wielu badaczy do przyjmowania uskoku i ożywienia ruchów tektonicznych także po stadium warciańskim (21, 363, 364).

Sandry tego stadium przechodzą w obrębie pradoliny wrocławsko-magdeburskiej w taras o wysokości 8 do 10 *m* nad poziom Odry, a więc na tym poziomie zbierały się ówczesne wody roztopowe, odpływające w kierunku zachodnim. Ta pradolina ciągnie się od dorzecza Stobrawy lub Małejpanwi równoległe do Kocich Gór aż po Łużycę i dalej po Bremę (281). W odcinku od Opola po Malczyce wykorzystuje ją Odra, natomiast dalej na zachód jej szerokie koryto zostało zasypane potężnymi stożkami rzek sudeckich w okresie ostatniego zlodowacenia (Varsovien II — Wisły). Zaburzenie pierwotnego spadku tej pradoliny w okolicach Legnicy przypisuje Helpap (62) ruchom tektonicznym. Poziom tarasowy utworzony przez wody sudeckie i roztopowe w czasie stadium warciańskiego został przesłedzony zaledwo w kilku odcinkach doliny Odry. Koło Raciborza utwory tego wieku budują taras „środkowy młodszy“ o wysokości około 10 *m* nad poziom Odry (124). Fragmenty tarasu o tej samej wysokości i wieku zostały zbadane i opisane przez Assmanna w odcinku od Krapkowic po ujście Małejpanwi (5) a przez Łaszczyńskiego między Skorogoszczą a Wrocławiem<sup>1</sup>. Poniżej Wrocławia z utworami tego tarasu zajął się osady sandrowe stadium warciańskiego i to umożliwiła dokładne datowanie pradoliny (363—365).

W Sudetach Zachodnich z tym okresem wiąże Berg (16) tarasy o wysokości 6 do 10 *m* (nad Bobrem i Kwisą) a nad Nysą Kłodzką ma być tego wieku według Soergela (241) taras o wysokości 6 do 7 *m*. Te datowania są jednak bardzo wątpliwe i wobec dużej rozbieżności zdań (236) bez dokładnych studiów nad tarasami rzek śląskich nie będzie możliwe określenie ich przynależności wiekowej.

W pozostałej części Polski południowej tarasy tego wieku nie były dotychczas wydzielane. Jedynie w dolinie Kamiennej z młodszym stadium zlodowacenia Varsovien I a więc może z warciańskim wiąże Samsonowicz (224) taras zbudowany z utworów fluwioglacjalnych o wysokości 7 do 10 *m* nad poziom dzisiejszej rzeki. Stosunek tego poziomu tarasowego do utworów i form wydzielonych przez Pożaryską (188) w dolnym odcinku doliny Kamiennej nie został dotychczas przesłedzony ani uchwycony.

<sup>1</sup> Praca magisterska wykonana w Zakładzie Geografii Fizycznej Uniw. Wrocławskiego 1948.



## 7. ZŁODOWACENIE VARSOVIEN II

Zlodowacenie ostatnie nazwane przez Szafera Varsovien II nie sięgnęło już na terytorium Polski południowej a jego odległość od tego obszaru wzrosła bardzo wydatnie w kierunku wschodnim. Na zachodzie bowiem łądolód dotarł po Zieloną Górę a więc prawie po północną granicę Śląska, natomiast ku wschodowi jego krawędź biegnąca przez Płock—Mławę i Wilno coraz bardziej była oddalona od gór i wyżyn. Odległość między Wyżyną Lubelską a czołem łądolodu wynosiła w tym okresie około 300 km. Musiało się to odbijać na stosunkach klimatycznych i hydrograficznych Polski południowej. W zasięgu klimatu peryglacjalnego znalazły się wtedy Sudety, a nie mieściły się już ani Karpaty ani też duża część pasa wyżynnego. Szafer (257) na podstawie danych paleobotanicznych przyjmuje istnienie w tym czasie klina leśnego, oddzielającego tundrę karpacką od tundry arktycznej. Mimo oddalenia, wyższe części Karpat znajdowały się w zasięgu klimatu wysokogórskiego (257) i dzięki temu zachodziły tu procesy analogiczne jak w obszarach peryglacjalnych a więc intensywne wietrzenie mechaniczne, procesy soliflukcyjne i okresowa działalność wód płynących. Z tego okresu pochodzą w polskiej części Karpat rumowiska skalne, pokrywy soliflukcyjne i zwierzelinowe oraz pokrywy akumulacyjne wyścielające dna dolin. W okresie postglacjalnym zostały te pokrywy rozcięte i dzisiaj ciągną się one wzdłuż rzek w postaci tarasów dennych. W dolinie górnej Wisły wznoszą się one 2 do 4 m nad poziom rzeki (94), w dolinie Soły 2—3 m (261), w dolinie Skawy i Raby 3 do 6 m, w dolinie Dunajca 6 do 20 m, w dolinie Wisłoki, Wisłoka i Sanu 5 do 10 m (78).

W Kotlinie Sandomierskiej tarasy denne Wisły i jej dopływów zajmują dużą część dna kotliny i wznoszą się 5—8 m nad poziom rzeki (296, 299, 300). W pasie wyżynnym z okresu tego zlodowacenia pochodzą prawdopodobnie pokrywy akumulacyjne tarasów dennych a zwłaszcza tarasu ponadzalewowego. W dolinie Przemszy taras nadzalewowy o wysokości 1,5 do 2 m (67), w dolinie górnej Warty taras średni około 5 metrowy (45), w dolinie Pilicy taras o wysokości 2—3 m (115), w dolinie Kamiennej taras piaszczysty (nadzalewowy) o wysokości 1—3 m (188), w przelomie Wisły taras nadzalewowy (b) o wysokości 4—8 m (227), w dolinie Wieprza taras o wysokości 3—5 m (283) i w dolinie Bugu taras o wysokości 4—5 m (68).

Dotychczas utwory budujące te tarasy były zaliczane w całości do okresu holocenijskiego, ale ten wiek nie da się utrzymać wobec wyników badań Kulczyńskiego (97) i Szafera (256) nad szczątkami roślinnymi w spagowych partiach karpackich tarasów dennych.

W dorzeczu Odry z okresem ostatniego zlodowacenia związane są utwory „tarasu niskiego“, zbadanego w dolinie Odry koło Raciborza (124), między



Krapkowicami a Opolem (5) i między Skorogoszczą a Wrocławiem. Ten taras wznosi się 2 do 2,5 *m* ponad poziom tarasu zalewowego. Do tej samej grupy należą w dolinach dopływów Odry tarasy denne o wysokości 3 do 5 *m*, nazywane dawniej staroaluwialnymi (100, 301—379).

W Sudetach, zwłaszcza zachodnich, oraz na ich Przedgórzu nasilenie procesów, związanych z klimatem peryglacjalnym musiało być dużo większe niż w Karpatach. Z tym okresem wiązane są tu pokrywy soliflukcyjne rozpościerające się u podnóży górskich (2), rumowiska skalne i utwory zwietrzelinowe a zwłaszcza gliny zboczowe, okrywające stoki wzniesień (301—379).

Na Śląsku z okresem tego zlodowacenia wiązana jest wreszcie akumulacja lessowa (301—379). O tym świadczy występowanie lessu nie tylko na utworach zlodowacenia Varsovien I ale także na zniszczonej morenie stadium Warty w okolicach Trzebnicy i Głogowa (21, 363, 369). Koło Trzebnicy został nawet znaleziony pod lessem a na osadach morenowych stadium warciańskiego utwór interglacjalny (piaski drobne, wapniste z wkładką kredy źródlanej) zawierający 40 gatunków mięczaków ciepłolubnych (364), dobrze datujący wiek lessu. Na tej podstawie można by się spodziewać, że w obszarze małopolskim przynajmniej część lessu będzie również tego wieku. Tymczasem Sawicki (228, 229) a za nim inni (68, 188, 224) wiążą less młodszy ze zlodowaceniem środkowo-polskim (Varsovien I) oraz z jego stadiąłem (Varsovien I a).

W pasie wyżynnym znajdowane są też lessy starsze i to pod moreną zlodowacenia zarówno Varsovien I (188) jak i Cracovien (224), co świadczy o tym, że zjawisko akumulacji eolicznej towarzyszyło nasuwaniu się lądolodu podczas każdego glacjału. Bardzo obszernym i skomplikowanym problemem lessu nie będę się jednak bliżej zajmował ani powtarzał swoich uwag, odnoszących się do lessu karpackiego (78). Pomiąłem też zagadnienie piasków lotnych i wydm, usypywanych i przekształcanych w okresach o ubogiej roślinności, a więc głównie w glacjałach i posusznych okresach postglacjału.

## V. ZLODOWACENIA GÓRSKIE

Ślady zlodowaceń górskich znajdują się na terytorium Polski jedynie w Karpatach i w Sudetach. Są one ograniczone do najwyższych wyniosłości. W polskiej części Karpat były zlodowacone Tatry (2663 *m*), Babia Góra (1725 *m*), Piłsko (1557 *m*) i prawdopodobnie Barania Góra (1214 *m*) a w polskiej części Sudetów tylko Karkonosze (1603 *m*). Przy omawianiu tych zlodowaceń ograniczam się do poruszenia problemów zasadniczych i zestawienia ważniejszej literatury. Te problemy odnoszą się do ilości i zasięgu zlodowaceń górskich, ich wieku i stosunku do zlodowaceń niżowych, cech krajobrazu glacialnego i jego genezy oraz stosunku do form preglacjalnych.



Szczegółowe zestawienie dotychczasowych badań i poglądów na zlodowacenie w całych Karpatach dał Pawłowski (183), w części polskiej Klimaszewski (78) a w Karkonoszach Rathsburg (205, 206).

### 1. ILOŚĆ I ZASIĘG ZLADOWACEN

Tatry były zlodowacone według Partscha (169), Halickiego (52) i Szaflarskiego (261a) trzykrotnie a według Romera (208) czterokrotnie. Romer przyjmuje, że zlodowacenie pierwsze ( $H + 1$ ) sięgnęło aż po Kotlinę Orawsko-Nowotarską a jego śladem mają być pokrywy żwirowe: gronkowska, suchohorska, domajska i morena szaflarska, odkryta przez Małkowskiego (145a). Drugie zlodowacenie oznaczone od pokrywy Hurkotnego literą  $H$  nie sięgnęło już poza rów podtarzański, gdzie lodowce dolinne łączyły się w jednolitą stopę podgórską. Następne zlodowacenie  $H-1$  miało zasięg nieco mniejszy a ostatnie  $H-2$  nie wychodziło poza wyloty dolin tatrzańskich. Według Romera zlodowacenia Tatr były poprzedzane ruchami górotwórczymi zarówno w Tatrach jak i na Podhalu.

Zasięgi lodowców tatrzańskich w wyróżnionych przez Halickiego trzech okresach lodowych pokrywają się na ogół z zasięgami zlodowaceń  $H$ ,  $H-1$  i  $H-2$ . Utwory mające świadczyć według Romera o dalekim zasięgu zlodowacenia  $H + 1$  uważa Halicki za osad fluwioglacjalny. Przyjmuje też inny przebieg ruchów górotwórczych na Podhalu i nie wiąże z nimi zjawisk lodowcowych w Tatrach.

Ostatnio stara się Tokarski (267) „ustalić wskaźnik, na podstawie którego możnaby niewątpliwie odróżnić głązy skalne zawarte w morenie od otoczków charakteryzujących utwory fluwioglacjalne“. Bierze on pod uwagę obwód gładów i udział procentowy gładów o różnych rozmiarach. Na podstawie tego wskaźnika, charakteryzującego inną krzywą utwory morenowe a inną fluwioglacjalne, uważa między innymi materiał w Szaflarach za utwór morenowy.

Ślady zlodowacenia na Babiej Górze, Pilsku i na Baraniej Górze zbadał i opisał Ludomir Sawicki (225). Są to nieduże kotły lodowcowe ze śladami zmutonowania, schodami i progami oraz wałami moren czołowych. Sawicki znajdował na Babiej Górze dwanaście karów w wysokości od 1370 *m* do 1600 *m*, na Pilsku trzy kary w wysokości 1280 do 1410 *m* a na Baraniej Górze jeden niepewny w wysokości 1080 *m*. Badania Sawickiego uzupełnił Pawłowski (182) znalezieniem na wschodnich stokach Pilska jeszcze jednego kotła lodowcowego. Sawicki przyjmował podobnie jak Partsch istnienie najpierw zlodowacenia fieldowego względnie czasowego, okrywającego szczyt i stoki a następnie zlodowacenia ograniczonego do kotłów, którego dziełem są opisane formy.



Na północnych stokach Karkonoszy ślady zlodowacenia górskiego zachowały się bardzo typowo w postaci sześciu kotłów lodowcowych wyciętych w wysokościach od 1180 *m* do 1300 *m* oraz wałów i amfiteatrów morenowych, schodzących do wysokości 900 *m* n. p. m. Te formy i utwory są doskonale wykształcone i zachowane, to też robią wrażenie bardzo świeżych. Odkrywcą krajobrazów glacialnych w Karkonoszach był Partsch (167, 168). Przyjmował on istnienie w Karkonoszach dwóch zlodowaceń: starszego, fieldowego, przykrywającego płaską powierzchnię wierzchowiną oraz młodszego karowego, którego języki posiadały do 2,5 *km* długości.

Bardzo szczegółowo zbadał formy i utwory glacialne Karkonoszy geolog Berg (14, 343, 344). Znajdował on ślady jednego tylko zlodowacenia i to zlodowacenia karowego. Przeciwno zlodowaceni fieldowemu wypowiedział się także Worm (280), ale w sposób mało przekonujący. Ostatnio Rühl (213) a także Priehäusser (203, 205) przypuszczają istnienie zlodowaceń wcześniejszych w Karkonoszach, jednakże ich niewątpliwe ślady nie zostały dotychczas znalezione.

## 2. WIEK ZLODOWACEN I PARALELIZACJA ZLODOWACEN GÓRSKICH Z NIŻOWYMI

Trzy zlodowacenia w Tatrach odpowiadają i czasowo i przyczynowo trzem zlodowaceniom na niżu. Paralelizacja zlodowaceń tatrzańskich z niżowym została dokonana przez Klimaszewskiego (74a, 78) na podstawie badań w dolinie Dunajca, zlodowaczonej w części zarówno źródłowej (Tatry) jak i ujściowej (Pogórze karpackie). W dolinie Dunajca prześledzono i stwierdzono, że stożki fluwioglacialne na Podhalu, wiązane przez Halickiego (52) z maksymalnym zlodowaczeniem tatrzańskim przechodzą w utwory wysokiego zasypania, a te zazębiają się w odcinku pogórskim bezpośrednio z utworami morenowymi maksymalnego zlodowacenia niżowego Cracovien. Także następne zlodowacenia tatrzańskie zostały sparalelizowane z młodszymi zlodowaczeniami niżowymi Varsovien I i Varsovien II (74a, 78).

W Beskidach widział zarówno Sawicki (225) jak i Pawłowski (183) ślady wyłącznie ostatniego zlodowacenia (Würm). Jednakże na podstawie cech zarówno morfologicznych (stan zachowania form i utworów) jak i stosunków geologiczno-stratygraficznych a także analogii do stosunków, stwierdzonych przez Świderskiego w Czarnohorze (246a), wreszcie porównania ze zjawiskami glacialnymi w Karkonoszach można przypuszczać, że Beskidy były zlodowaczone raczej w okresie przedostatniego zlodowacenia (78). To przypuszczenie wymaga jednak potwierdzenia bardziej szczegółowymi badaniami, tym więcej, iż niektóre formy uchodzące za glacialne są pochodzenia osuwiskowego.

Wszyscy badacze zgodnie przyjmują, że kotły lodowcowe i wały morenowe w Karkonoszach są dziełem ostatniego zlodowacenia. Za tym prze-



mawia wielka świeżość form i utworów glacialnych a także stosunek pokryw fluwioglacialnych do utworów zlodowacenia niżowego w Kotlinie Jeleniogórskiej. (168, 14, 271, 343, 344).

### 3. GENEZA FORM I KRAJOBRAZÓW LODOWCOWYCH

Kotły lodowcowe w Beskidach i w Karkonoszach powstały głównie na skutek przeobrażenia obszarów źródłowych, zwłaszcza lejów źródłowych przez masy firnowe i lodowe (225, 166, 182, 168, 343, 344). Natomiast w Tatrach sprawa rzeźby glacialnej i jej stosunku do form preglacialnych nie została dotychczas rozwiązana mimo poważnych prób (54, 208). Powodem było to, że większość badaczy zajmując się chronologią zlodowaceń tatrzańskich pracowała przede wszystkim na przedpolu Tatr (Romer, Halicki, Szaflarski), to też dla wnętrza mamy jedynie spostrzeżenia Partscha oraz pewne uogólnienia Gadomskiego (41a, b) i Lencewicza (105, 105a). Szczegółowe zdjęcie morfologiczne Tatr, rozpoczęte w roku 1939 zbadaniem zamknięcia doliny Białej Wody w Tatrach Wysokich (79) kontynuuję od ubiegłego roku w dalszym ciągu. Z badań dotychczasowych wynika, że formy glacialne (kotły lodowcowe, doliny wiszące, progi, poziomy dolinne i wierzchowinowe — zmutonowane) są predysponowane rzeźbą preglacialną, której normalny rozwój był hamowany w okresach glacialnych wskutek konserwującej ale i przeobrażającej działalności lodowców (209) a kontynuowany w okresach interglacialnych (78).

Wrocław, lipiec 1949 r.



## LITERATURA <sup>1</sup>

1. Anders G. Zur Morphologie der Ostsudeten. Veröff. schles. Ges. Erdkunde, 31, Breslau, 1939
2. Arnold H. Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. Diss. Univ. Breslau. Breslau, 1937
3. Assmann P. Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Jb. preuss. geol. L. A. 50, Berlin, 1929
4. Assmann P. Kamesbildungen in Oberschlesien. Jb. preuss. geol. L. A., 54, Berlin, 1933
5. Assmann P. Zur Frage der Terrassenbildung an der oberen Oder. Der Oberschlesier. Breslau, 1934
6. Assmann P. Die Geologie des Industriegebietes. Landeskunde des oberschlesischen Industriegebietes, Breslau, 1943
7. Bau W. Eine interglaziale Molluskenfauna in eiszeitlichen Sanden bei Gnadenfeld. Jber. geol. Ver. Oberschles. Gleiwitz, 1938
8. Behr J. Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien. Jb. preuss. geol. L. A., 32, Berlin, 1911
9. Behr J. Die Entwicklung des Tertiärs und Diluviums im Grenzgebiet von Nieder- und Oberschlesien. S. B. geol. L. A., 4, Berlin, 1929
10. Behr J. u. v. z. Mühlen L. Zur Gliederung und Alterstellung des oberschlesischen Randdiluviums. Jb. preuss. geol. L. A., 53, Berlin, 1932
11. Beres K. Profil dyluwialny w Zielonkach (Über ein Profil des Diluviums in Zielonki). Rocznik Pol. Tow. Geol., 13, Kraków, 1938
12. Beres K. Przyczynki do geologii Krakowa (Quelques remarques sur la géologie de Cracovie). Wiad. Geogr., 16, Kraków, 1938
13. Berg G. Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge. Zts. deutsche geol. Ges., 63, Berlin, 1911
14. Berg G. Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. Zts. deutsche geol. Ges., 67, Berlin, 1915
15. Berg G. Einige grundsätzliche Bemerkungen zu den Erscheinungen der nordischen Vereisung am Sudetenrande. Zts. deutsche geol. Ges., 80, Berlin, 1928
16. Berg G. Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. Jb. preuss. geol. L. A., 56, Berlin, 1935
17. Berger F. Diluviale Stratigraphie und Tektonik im Gebiete der oberen Neisse und Steine. Jb. preuss. geol. L. A., 52, Berlin, 1931
18. Bleicher G. Die Bartschniederung. Beitr. z. schles. Landeskunde. Breslau, 1925

---

<sup>1</sup> Zestawienie nie jest kompletne. Pominęto wiele prac, odnoszących się do czwartorzędu Karpat, omówionych i zestawionych w rozprawie pt.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (78).



19. Blumrich J. Hat das Isergebirge zur Eiszeit Eigengletscher getragen? Mitt. Ver. Naturf. Reichenberg, 57, Reichenberg, 1935
20. Büdel J. Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Erg.-H. 229 zu Petermanns Mitteilungen, Gotha, 1937
21. Czajka W. Der Schlesische Landrücken. I. Veröff. schles. Ges. Erdkunde, 11, Breslau, 1931
22. Czarnocki J. Wyniki badań geologicznych w południowo zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. P. I. G. Pos. Nauk. 15, Warszawa, 1926
23. Czarnocki J. O zlodowaceniu środkowej części Gór Świętokrzyskich. P. I. G. Pos. Nauk., 17, Warszawa, 1927
24. Czarnocki J. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Zastoisko środkowopolskie. (Diluvium des Święty-Krzyż Gebirges. Mittelpolnischer Stausee). Rocznik Pol. Tow. Geol., VII, Kraków, 1931
25. Czarnocki J. Badania geologiczne w okolicy Proszowic. P. I. G. Pos. Nauk., 32, Warszawa, 1932
26. Czarnocki J. O tortonie i helwecie okolic Chomentowa i Jawora w związku z poszukiwaniem złóż lignitu na tym obszarze oraz o mulkach krzemionkowych i ilach trzeciorzędowych okolic Pluczek pod Łagowem. P. I. G. Pos. Nauk., 37, Warszawa, 1933
27. Czarnocki J. i Kowalewski K. O prasarmacie i o dyluwium w okolicach Medyki na podstawie zdjęć, wykonanych w Pd.-Z. końcu arkusza Mościska. P. I. G. Pos. Nauk., 42, Warszawa, 1935
28. Czarnocki J. O znalezieniu kości ssaków dyluwialnych w kopalni „Sitkówka“ pod Chęcunami. P. I. G. Pos. Nauk., 42, Warszawa, 1935
29. Czarnocki S. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Brzeszcze. P. I. G. Pos. Nauk., 8, Warszawa, 1924
30. Czarnocki S. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1924 w Polskim Zagłębiu Węglowym. P. I. G. Pos. Nauk., 12, Warszawa, 1925
31. Czarnocki S. Sprawozdanie z badań na arkuszu Oświęcim szczegółowej mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25 000. P. I. G. Pos. Nauk., 27, Warszawa, 1930
- 31a. Czarnocki S. Sprawozdanie z badań na arkuszu Oświęcim szczegółowej mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25 000. P. I. G. Pos. Nauk., 30, Warszawa, 1931
32. Czyżewski J. Z historii doliny Dniestru. Prace Geogr. wyd. przez E. Romera, 10, Lwów, 1928
33. Dath e E. Zur Kenntnis des Diluviums in der Grafschaft Glatz. Jb. preuss. geol. L. A., 20, Berlin, 1899
34. Dyakowska J. Interglacjał w Ściejowicach pod Krakowem (Interglacial in Ściejowice near Cracov). Starunia, 17, Kraków, 1937
35. Dyakowska J. Interglacjał w Kątach koło Sromowiec Wyznich (Pieniny) (The interglacial of Kąty. The Range of Pieniny). Starunia 23, Kraków, 1947
36. F i n k h L. u. G ö t z i n g e r G. Erläuterungen zur geol. Karte des Reichensteiner Gebirges des Nesselkuppenkammes und des Neisse-Vorlandes. Wien, 1931
37. Flohr E. Alter, Entstehung und Bewegungserscheinungen der Blockmeere des Riesengebirges. Veröff. schles. Ges. Erdkunde, 21, Breslau, 1934
38. Frech F. Über glaziale Druck- und Faltungerscheinungen im Odergebiet. Zts. Ges. Erdkunde Berlin 36, Berlin, 1901
39. Frech F. Schlesische Landeskunde. III. Erdgeschichte. Leipzig, 1913
40. Frech F. Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. Zbl. f. Min., Stuttgart, 1915



41. Friedberg W. Zagłębie miocenne Rzeszowa. Rozprawy Wydziału Mat.-Przyrodniczego Akademii Umiejętności, A, 46, Kraków, 1906
- 41a. Gadowski A. Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr. Cieszyn, 1926
- 41b. Gadowski A. O zlodowaczeniu doliny Bystrej pod Kuźnicami (Sur l'ancienne glaciation de la vallée de Bystra dans les Tatras). Przegląd Geogr., 15, Warszawa, 1936
42. Galon R. Kilka uwag o metodach badań dyluwialnych w Polsce. Czasop. Geogr., 13, Lwów, 1935
43. Galon R. Morfologia doliny Odry. Monografia Odry, Poznań, 1948
44. Gellert J., Schüller A. Eiszeitböden im Riesengebirge. Zts. deutsch. geol. Ges., 81 Berlin, 1929
- 44a. Gieseler K. Studien zur Diluvialgeschichte des Bober-Katzbach-Gebirges und seiner Flüsse. Diss. Univ. Berlin, Liegnitz, 1936
45. Gołąb J. Sprawozdanie z badań geologicznych w rejonie Częstochowy w latach 1945—1946 (Report on geological research in the Częstochowa region, Central Poland, in 1945—1946). P. I. G. Biuletyn, 31, Warszawa, 1947
46. Göttinger G. Die eiszeitliche Strombewegung aus Skandinavien über Norddeutschland nach dem Sudeten- und Karpathengebiet. Zts. Gletscherkunde, 22, Berlin, 1935
47. Göttinger G., Milthers V. Leitgeschiebe des nordischen Quartärs von Schlesien und Mähren. Akademie der Wissenschaften in Wien. Sonderabdruck aus dem Akademischen Anzeiger nr 24, Wien, 1934
48. Grahmann R. Über die Grenzen der älteren Vereisungen Norddeutschlands. Transact. II. Internat. Conf. Ass. Quaternary Period in Europe. Leningrad, 1932
49. Grahmann R. Form und Entwässerung des nordeuropäischen Inlandeises. Mitt. Ges. Erdkunde Leipzig, 54, Leipzig, 1937
50. Gürich G. Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quartärfunde in Schlesien. Jb. preus. geol. L. A., 26, Berlin, 1905
51. Gürich G. Die geologischen Naturdenkmäler des Riesengebirges. Beitr. Naturdenkmalpflege, 4, 1914
52. Halicki B. Dyluwialne zlodowaczenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). Spraw. Państw. Inst. Geol., 5, Warszawa, 1930
53. Halicki B. L'état actuel de notre connaissance de Quaternaire en Pologne. Transact. II. Internat. Conf. Ass. Quaternary Period in Europe, Leningrad, 1932
54. Halicki B. Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich (Sprawozdania Państw. Inst. Geol., 7, Warszawa, 1932).
55. Halicki B. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1935. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., 43, Warszawa, 1935
56. Halicki B. Carte du Quaternaire de la Pologne. Verhandl. III. Internat. Quartär-Konferenz in Wien 1936, Wien, 1938
57. Hartmann F. Die fossile Flora von Ingramsdorf. Diss. Univ. Breslau, 1908
58. Hassinger H. Das Südende der eiszeitlichen nordischen Vergletscherung in Mitteleuropa. Mitt. geogr. Ges. Wien, Wien, 1911
59. Hecht J. Die diluvialgeologischen Verhältnisse des Endmoränenzuges des Katzengebirges und des Primkenauer Höhenzuges in Niederschlesien. Zbl. f. Min., B, 1940
60. Heinevetter. Die oberschlesischen Diluvialfunde der Jahre 1932/33. Jber. geol. Ver. Oberschles. II, Gleiwitz, 1933
61. Heinevetter. Die eiszeitlichen Funde im Gebiet von Gleiwitz. Jber. geol. Ver. Oberschles., Gleiwitz, 1937
62. Helpap O. Zur Morphologie der Niederlausitz. Berliner geographische Arbeiten, 8, Berlin, 1935



63. Hesemann J. Quantitative Geschiebestimmungen im norddeutschen Diluvium. Jb. preuss. geol. L. A., 52, Berlin, 1931
64. Doktorowicz-Hrebniński St. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Grodziec. P. I. G. Pos. Nauk., 8, Warszawa, 1924
65. Doktorowicz-Hrebniński St. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1925 w północnej części Polskiego Zagłębia Węglowego. P. I. G. Pos. Nauk., 15, Warszawa, 1926
66. Doktorowicz-Hrebniński St. Sprawozdanie z badań w r. 1929 na arkuszu Wielki Chelm mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego. P. I. G. Pos. Nauk., 27, Warszawa, 1930
67. Doktorowicz-Hrebniński St. Arkusz Grodziec. Objąsnienie (Feuille Grodziec. Explication). Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego 1 : 25 000 (Carte speciale du Bassin Houiller Polonais au 1 : 25 000), 2, P. I. G., Warszawa, 1935
68. Jahn A. Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem (Quaternary deposits and morphology of the valley of Bug-river (near Sokal)). Kosmos, 65, A, Wrocław, 1948
- 68a. Jahn A. Gleby strukturalne w polskiej części Tatr. Przegl. Geograf., 22, Warszawa, 1951
69. Jurkiewiczowa I. Uwagi na temat budowy geologicznej okolic Majkowa, na wschód od Skarżyska Kamiennej. P. I. G. Biuletyn, 31, Warszawa, 1947
70. Keilhack K. Endmoränen in Niederschlesien. Jb. preuss. geol. L. A., 39, Berlin, 1918
71. Klimaszewski M. Some problems of the glaciation in Poland (O kilku problemach glacialnych w Polsce). Rocznik Pol. Tow. Geol., 8/2, Kraków, 1932
72. Klimaszewski M. Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpaten und ihrem Vorland. Starunia, 13, Kraków, 1936
73. Klimaszewski M. Die Südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpaten, Zts. Gletscherkunde, 25, Berlin, 1937
74. Klimaszewski M. O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich (Über den Einfluss der nordischen Vereisungen auf die Tätigkeit der karpatischen Flüsse). Wiad. Geogr., 15, Kraków, 1937
- 74a. Klimaszewski M. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście (Morphologie und Diluvium des Dunajctales von den Pieninen bis zur Mündung). Prace Inst. Geogr. U. J., 18, Kraków, 1937
75. Klimaszewski M. Podział morfologiczny południowej Polski. Czasop. Geogr., 17, Wrocław, 1947
76. Klimaszewski M. Osobliwości skalne w Beskidach Zachodnich. Wierchy, 17, Kraków, 1947
77. Klimaszewski M. Osobliwości skalne w Sudetach. Chronimy przyrodę ojczystą, 4, Kraków, 1948
78. Klimaszewski M. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (The Polish Western Carpathians during the Ice Age). Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, B. 7, Wrocław, 1948
79. Klimaszewski M. Morfologia zamknięcia doliny Białej Wody w Tatrach. Ochrona Przyrody, 19, Kraków, 1949
80. Knothe H. Die Niederschlesisch-Lausitzer Heide. Beitr. z. schles. Landeskunde. Breslau, 1925
81. Knothe H. Der schlesische Raum und seine Gliederung. Raumforschung u. Raumordnung, 3, Berlin, 1939
82. Kontkiewicz S. Badania geologiczne w paśmie formacji jura między Częstochową a Krakowem. Pamiętnik Fizjogr., 10, Warszawa, 1890



83. Kowalewski K. Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-zachodniej Wyżyny Lubelskiej. P. I. G., Pos. Nauk., 11, Warszawa, 1925
84. Kowalewski K. Prace geologiczne na arkuszu Pinczów, wykonane w roku 1938. P. I. G., Biuletyn, 15, Warszawa, 1939
85. Kozłowska A. Z badań nad florą paleolitu w Polsce. Kosmos, 46, Lwów, 1921.
86. Kozłowska A. Flora międzylodowcowa spod Rakowa (La flore interglaciaire des environs de Raków). Acta Soc. Botan. Poloniae, 1, Warszawa, 1923
87. Kozłowska A. Z badań nad dyluwium Śląska. Ukształtowanie utworów dyluwialnych i flora driasowa z okolic Milowic i Makoszów (Zur Kenntnis d. Diluviums in Schlesien). Wydawn. Muzeum Śląskiego w Katowicach, III/6, Katowice, 1933
88. Krausel R. Ein Beitrag zur Kenntnis der Diluvialflora von Ingramsdorf. N. Jb. Min., 1, Stuttgart, 1920
89. Krajewski R. Zawodnienie kopalń „Piaś” i „Ziemowit” w Łędzinach na tle stosunków geologicznych (Inundation of the „Piaś” and „Ziemowit” mines in Łędziny on the background of the geological relations). P. I. G., Biuletyn, 49, Warszawa 1948
90. Kreutz S., Głowińska A. Polskie gazy narzutowe (Die polnischen Geschiebe). Rocznik Pol. Tow. Geol., 8/2, Kraków, 1932
91. Krygowski B. Sprawozdanie z badań nad stratygrafią dyluwium w dolinie Wisły na odcinku Sandomierz—Puławy. Spr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., 30, Poznań, 1937
92. Krygowski B. Morfologia dorzecza Odry. Monografia Odry. Poznań, 1948
93. Krygowski B. Z badań nad narzutniakami Ziemi Zachodnich (Some results of investigations on glacial boulders in the Western Provinces of Poland). Badania fizjograficzne nad Polską zachodnią, 1, Poznań, 1948
94. Książkiewicz M. Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego (Über die Quartärbildungen im Teschener Hügellande). Wydawn. Śląskie P. A. U., Prace Geolog., 2, Kraków, 1935
95. Kuhl J. Kilka spostrzeżeń o utworach trzeciorzędowych i młodszych w okolicach Tarnobrzegu (Szkic petrograficzny). P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 63, Kraków, 1929
96. Kühn. Über einen Rundhöcker auf Quadersandstein der Löwenberger Kreidemulde. Zts. deutsch. geol. Ges., 68, Berlin, 1916
97. Kulczyński S. Die altdiluvialen Dryas-floren der Gegend von Przemyśl. Acta Soc. Botan. Poloniae, 9, Warszawa, 1932
98. Kuźniar Cz., Samsonowicz J. Sprawozdanie z wierceń poszukiwawczych, wykonanych w r. 1936 w okolicach Słupi Nowej i Łągowa. P. I. G., Pos. Nauk., 47, Warszawa, 1937
99. Kuźniar W. Przyczynki do znajomości geologicznej Wielkiego Księstwa Krakowskiego. P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 44, Kraków, 1910
100. Langer E. Diluvialterrassen im eisfreien Zwischenraum. II. Jungdiluvialen Terrassen der Ostrawitz. Firgenwald, 10, Reichenberg, 1937
101. Lencewicz S. Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych okolic Miechowa (Contribution a la connaissance du diluvium aux environs de Miechów). Spr. pos. Tow. Nauk. Warsz., 4/7 Warszawa, 1911
102. Lencewicz S. O utworach czwartorzędowych w północnej części krakowskiego (Sur les dépôts quaternaires dans la partie septentrionale des environs de Cracovie). P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 48, Kraków, 1914
103. Lencewicz S. Etude sur le Quaternaire du plateau de la Petite Pologne. Bull. Soc. Neuchâtoise de Géographie, 25, Neuchatel, 1916
104. Lencewicz S. Le massif hercynien des Łysogóry (S-te Croix) et ses enveloppes. Congr. Intern. Geogr., Excursion B3, Warszawa, 1934



105. Lencewicz S. Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich. *Przegl. Geogr.*, 16, Warszawa, 1937
- 105a. Lencewicz S. Polska. Wielka Geografia Powszechna. Warszawa, 1937
106. Lewiński J. Badania geologiczne wzdłuż drogi żelaznej Herby—Kielce. (Explorations géologiques dans la région traversée par le chemin de fer Herby—Kielce). *Spr. pos. Tow. Nauk. Warsz.*, 5/5, Warszawa, 1912
107. Lewiński J. Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy (Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes). *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, III/7, Warszawa, 1914
108. Lewiński J. Utwory lodowcowe okolic Ojcowa (Glazialbildungen der Umgegend von Ojców). *Spr. pos. Tow. Nauk. Warsz.*, 6, Warszawa, 1913
109. Lewiński J., Samsonowicz J. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium we wschodniej części niżu wschodnio-europejskiego. (Über Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des nordeuropäischen Flachlandes). *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, III/31, Warszawa, 1918
110. Lewiński J. Sprawozdanie ze zjazdu w sprawie dyluwium Polski. *Przegl. Geogr.*, 4, Warszawa, 1923
111. Lewiński J. Utwory preglacialne i glacialne Piotrkowa i okolic (Les dépôts preglaciaires et glaciaires de Piotrków et de ses environs). *Spr. Tow. Nauk. Warsz.*, III/21, Warszawa, 1928
112. Lewiński J. Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem (Le Préglaiciale dans la vallée de la Bystrzyca près de Lublin). *Spr. pos. Tow. Nauk. Warsz.*, III/21, Warszawa, 1928
113. Lewiński J. Dyluwium Polski i Danii (Das Diluvium von Polen und Dänemark). *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 6, Kraków, 1930
114. Lewiński J. Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chełma. *Kosmos*, 57, Lwów, 1932
115. Lewiński J. Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni okolic Tomaszowa Mazowieckiego (La structure géologique et la morphologie des environs de Tomaszów s. la Pillica). *Spr. P. I. G.*, 7, Warszawa, 1933
116. Lilpop J. Flora międzylodowcowa nad średnim Bugiem. *P. I. G.*, *Pos. Nauk.*, 11, Warszawa, 1925
117. Lilpop J. Charakterystyka paleobotaniczna profilu dyluwialnego pod Koszarami. *P. I. G.*, *Pos. Nauk.*, 11, Warszawa, 1925
118. Lilpop J. Flora międzylodowcowa spod Włodawy nad Bugiem (The Interglacial Flora of Włodawa on the Bug.) *Spr. P. I. G.*, 3, Warszawa, 1925
119. Lilpop J. Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach (The Flora of the Interglacial Formations in Olszewice near Tomaszów). *P. A. U.*, *Spr. Kom. Fizj.*, 64, Kraków, 1929
120. Lilpop J., Passendorfer E. O utworach interglacialnych pod Sulejowem nad Pilicą (The Interglacial Formations near Sulejów on the Pilica). *P. I. G.*, *Spr.*, 3, Warszawa, 1925
121. Lilpop J., Szafer Wł. Przyczynek do znajomości flory i klimatu dyluwium polskiego (Contributions a la connaissance de la flore et du climat de l'époque diluvienne en Pologne). *P. I. G.*, *Spr.*, 1, Warszawa, 1922
122. Lilpop J. Roślinność Polski w epokach minionych. *Monografie i podręczniki*, 7, Lwów, 1929
123. Limanowski M. O znaczeniu ilów wstęgowych (warwowych) Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza. *P. I. G.*, *Spr.*, 1, Warszawa, 1922
124. Lindner H. Das Taldiluvium der Oder bei Ratibor. *Jber. geol. Ver. Oberschlesiens Gleiwitz*, 1934



125. Lindner H. Die Eiszeiten und der eiszeitliche Mensch im südlichen Oberschlesien. Jber. geol. Ver. Oberschlesiens, Gleiwitz, 1937
126. Lindner H. Verteilung und Zusammensetzung der Schotter im südlichen Oberschlesien. Jber. geol. Ver. Oberschlesiens, Gleiwitz, 1938
127. Lindner H. Die Gnadenfelder saaleeiszeitliche Endstaffel und die Bewegungen des Saaleeises in Oberschlesien. Jber. geol. Ver. Oberschlesiens, Gleiwitz, 1939
128. Łoziński W. Powstawanie jezior dyluwialnych na niżu galicyjskim. P. A. U. Rozprawy, B, 47, Kraków, 1907
129. Łoziński W. Glacialne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów (Glaziale Erscheinungen am Rande des nordischen Diluviums entlang den Karpaten und Sudeten). P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 43, Kraków, 1909
130. Łoziński W. Der diluviale Nunatak des Polnischen Mittelgebirges. Zts. deutsche geol. Ges., M.-B., 41, Berlin, 1909
131. Łoziński W. Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. C. R. IX Congr. Geol. Intern., 5, Stockholm, 1910
132. Łoziński W. Beiträge zur Oberflächengestaltung des Krakauer Gebietes. Jb. geol. R. A., 62, Wien, 1912
133. Łoziński W. Miejscowe dyluwium Karpat. P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 60, Kraków 1922
134. Łuniewski A. Z geologii okolic Zawichosta (Sur la géologie des environs de Zawichost) P. I. G., Spr, 2, Warszawa, 1923
135. Łuniewski A. Z geologii okolic Radomska (Notes on geology in the vicinity of Radomsko) P. I. G., Biuletyn, 38, Warszawa, 1947
136. Łyczewska J. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1:100 000) (Report on the geological investigations in the north western corner of Brzesko Nowe map 1:100 000). P. I. G., Biuletyn, 42, Warszawa, 1948
137. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach Stary Bieruń i Lendziny. P. I. G., Pos. Nauk., 8, Warszawa, 1924
138. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Lendziny. P. I. G., Pos. Nauk., 10, Warszawa, 1925
139. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 na arkuszu Wodzisław mapy 1:25 000. P. I. G., Pos. Nauk., 21, Warszawa, 1928
140. Makowski A. O budowie karbonu na terenie arkusza Lendziny. P. I. G., Pos. Nauk. 18, Warszawa, 1927
141. Makowski A. Uwagi o dyluwium górnośląskim. P. I. G., Pos. Nauk., 27, Warszawa, 1930
142. Makowski A. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1934 na terenie arkusza Gorzyce mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25 000. P. I. G., Pos. Nauk., 42, Warszawa, 1935
143. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1935 w zachodniej części arkusza Gorzyce, mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25 000. P. I. G., Pos. Nauk., 35, Warszawa, 1936
144. Makowski A. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1936 na terenie arkusza Gorzyce i sąsiednich, mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25 000. P. I. G., Pos. Nauk., 48, Warszawa, 1937
145. Malicki A. Z morfologii Nadbuża Grzędowego. Kosmos, 61, Lwów, 1936
- 145a. Małkowski S. O morenie lodowca tatrzańskiego w okolicy Nowego Targu. Kosmos, 49, Lwów, 1924



146. Mazurek A. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na arkuszu Pinczów oraz, badań nad kredą lubelską i wołyńską. P. I. G., Pos. Nauk., 27, Warszawa, 1930
147. Mazurek A. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930. P. I. G., Pos. Nauk., 30, Warszawa, 1931
148. Mazurek A. Sprawozdania z badań geologicznych wykonanych w r. 1932 na Wołyniu i na arkuszu Pinczów. P. I. G., Pos. Nauk., 36, Warszawa, 1933
149. Mazurek A. Utwory kredowe i plejstocenijskie na południowo zachodnim odcinku arkusza Pinczów (1:100 000). P. I. G., Biuletyn, 42, Warszawa, 1948
150. Michael R. Zur Kenntnis des oberschlesischen Diluviums. Jb. preuss. geol. L. A., 34, I, Berlin, 1913
151. Michael R., Quitzw W. Die geologische Literatur der Provinz Schlesien und der Nachbargebiete. Berlin, 1914
152. Miklaszewski S. Ślady lodowca na Górze Święto-Krzyskiej. Spr. pos. Tow. Nauk. Warsz., 4, Warszawa, 1911
153. Milthers V. Eine Geschiebegrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehung zu den Vereisungen. Jb. preuss. geol. L. A., 56, Berlin, 1935
154. Milthers V., Milthers K. Rozmieszczenie niektórych ważnych skandynawskich narzutniaków na Niziu Polskim. P. I. G., Biuletyn, 5, Warszawa, 1938
155. Milthers V. Beiträge skandinavischer Leitgeschiebe für die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. Zts. deutsch. geol. Ges., 91, Berlin, 1939
156. Mossoczy Z. Sprawozdanie z badań geologicznych na zachód od Częstochowy w r. 1946 (Report on geological research west of Częstochowa (Central Poland) in 1946). P. I. G., Biuletyn, 31, Warszawa, 1947
157. Mühlen L. v. z. Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. Jb. preuss. geol. L. A., 49, I, Berlin, 1928
158. Nechay W. Spostrzeżenia dotyczące dyluwium południowej części Górnego Śląska (Beobachtungen über das Diluvium im südlichen Teile Oberschlesiens). Wiad. Geogr., 17, Kraków, 1939
159. Olbricht K. Neue Forschungen im schlesischen Diluvium. Jber. Schles. Ges. vaterl. Cult., 91, Breslau, 1913
160. Olbricht K. Einige Beobachtungen im Diluvium bei Görlitz. Jb. preuss. geol. L. A., 40, Berlin, 1919
161. Olbricht K. Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. Jb. preuss. geol. L. A., 42, Berlin, 1922
162. Olbricht K. Die Eiszeit in der Oberlausitz. Abh. naturforsch. Ges. Görlitz, 29, Görlitz, 1924
163. Olbricht K. Die Eiszeit und die Landschaftsformen des Schlesischen Flachlandes. Schlesische Monatshefte, Breslau, 1924
164. Olbricht K. Schlesien. Grundriss einer Landeskunde. Breslau, 1933
165. Ouvrier H. Beiträge zur Morphologie des Hohen Riesengebirges. Veröff. schles. Ges. Erdkunde, 17, Breslau, 1933
166. Ouvrier H. Die Talanfänge des Hohen Riesengebirges und ihre Beziehung zur eiszeitlichen Vergletscherung. Geogr. Anz., 42, Gotha, 1941
167. Partsch J. Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau, 1882
168. Partsch J. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskunde, 8, 2, Stuttgart, 1894
169. Partsch J. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig, 1923
170. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych w granicach arkuszy Przedbórz i Opoczno oraz w Tatrach. P. I. G., Pos. Nauk., 10, Warszawa, 1925



171. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1927 na arkuszu Opoczno. P. I. G., Pos. Nauk., 19—20, Warszawa, 1928
172. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 na arkuszu Opoczno. P. I. G., Pos. Nauk., 22—23, Warszawa, 1929
173. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. P. I. G., Pos. Nauk., 25, Warszawa, 1930
174. Passendorfer E., Lilpop J., Trela J. O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim (The interglacial formations in Olszewice near Tomaszów in central Poland). P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 64, Kraków, 1930
175. Passendorfer E. Interglacjał w Bedlnie obok Końskich (woj. kieleckie). Warunki geologiczne występowania interglacjału w Bedlnie (The interglacial in Bedlno near Końskie. Geological description). P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 65, Kraków, 1931
176. Passendorfer E. Interglacjał w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim i inne profile dyluwialne (The interglacial in Olszewice near Tomaszów Mazowiecki and other diluvial profiles). P. A. U., Spr. Kom. Fizj., 65, Kraków, 1931
177. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na ark. Opoczno i w Tatrach w r. 1934. P. I. G., Pos. Nauk., 41, Warszawa, 1935
178. Pawłowski S. O jeziorach dyluwialnych na południowej krawędzi zlodowacenia (Des petits lacs quaternaires dans la zone terminale de la glaciation). Prace Pozn. Tow. Przyj. Nauk, A. L., Poznań, 1921
179. Pawłowski S. La glaciation nordique en Pologne d'après les recherches nouvelles. C. R. du III Congr. Géogr. et Ethnogr. slaves en Yougoslavie 1930. Beograd, 1932
180. Pawłowski S. Les terrasses pleistocènes en Pologne. Deuxieme rapport de la Commission des Terrasses Pliocènes et Pleistocènes. Florence, 1930
182. Pawłowski S. Z badań nad zlodowaceniem Polskich Karpat. Czasop. Geogr., 10, Lwów, 1933
183. Pawłowski S. Les Karpathes à l'époque glaciaire. Comptes Rendus du Congr. Intern. Géogr. à Varsovie, 2, Warszawa, 1936
184. Pawłowski S. Uwagi o utworach dyluwialnych nad środkowym i dolnym Sanem (Über die Diluvialbildungen im mittleren und niederen Santale). Spr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 32, Poznań, 1938
185. Picch K. Z badań nad dyluwium południowo zachodniej części środkowej Polski. II. Utwory międzylodowcowe w Szczercowie, woj. Łódzkie (Zur Kenntnis des Diluviums im süd-westlichen Mittelpolen. II. Das Interglacial von Szczerców, Wojewodschaft Łódź). Rocznik Pol. Tow. Geol., 8/2, Kraków 1932
186. Poser H. Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften, 34, Berlin, 1947.
187. Pożaryska K. Prace geologiczne wykonane w 1938 roku na arkuszu Solec. P. I. G. Biuletyn, 15, Warszawa, 1939
188. Pożaryska K. Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej (Stratygraphy of pleistocene of the lower Kamienna valley). P. I. G., Biuletyn, 52, Warszawa, 1948
189. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie 1923 r. w okolicach Wielunia, Kalisza i Sieradza. P. I. G., Pos. Nauk., 5, Warszawa, 1923
190. Premik J. O zastoisku widawskim (Sur le lac endigué glaciaire de Widawa). P. I. G. Spr., 2, Warszawa, 1924
191. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Olewina, Kraszkowic, Burzenina, Widawy i Szczercowa. P. I. G., Pos. Nauk., 8, Warszawa, 1924
192. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1924 w powiecie Wieluńskim oraz nad górną i środkową Widawką. P. I. G., Pos. Nauk., 10, Warszawa, 1925



193. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925 na obszarze Praszki, Rudnik, Komornik, i Działoszyna. P. I. G., Pos. Nauk., 13, Warszawa, 1925
194. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 na obszarze arkuszy Krzepice i Częstochowa. P. I. G., Pos. Nauk., 19—20, Warszawa, 1928
195. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1929 na obszarze Kłobucka, Wręczy, Rudnik i nad środkową Widawką. P. I. G., Pos. Nauk., 25, Warszawa, 1930
196. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1931 w najbliższej okolicy Częstochowy oraz na arkuszu Koziegłowy w okolicy Choronia, Poraja, Gężyn i Siedlec. P. I. G., Pos. Nauk., 31, Warszawa, 1931
197. Premik J. Z badań nad dyluwium południowo zachodniej części środkowej Polski. I. Wykształcenie i stratygrafia dyluwium (Zur Kenntnis des Diluviums im süd-westlichen Mittelpolen. I. Über die Ausbildung und Gliederung des Diluviums). Rocznik Pol. Tow. Geol., 8/2, Kraków, 1932
198. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 na ark. Woźniki, Częstochowa i Szczerców. P. I. G., Pos. Nauk., 33, Warszawa, 1932
199. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1936 na arkuszu Częstochowa. P. I. G., Pos. Nauk., 44, Warszawa, 1936
200. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1936 na arkuszu Częstochowa oraz Woźniki. P. I. G., Pos. Nauk., 47, Warszawa, 1937
201. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1926 na arkuszu Wieluń oraz wzdłuż nowowypudowanej kolei Podzamcze—Wieluń—Kalety. P. I. G., Pos. Nauk., 16, Warszawa, 1927
202. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 na arkuszu Częstochowa w okolicy Szarlejki, Łojek, Gnaszyna, oraz na arkuszu Koziegłowy w okolicy Koziegłówek i Aleksandrii. P. I. G., Pos. Nauk., 28, Warszawa, 1930
203. Priehäusser G. Ablagerungen unter Gletscher- und Firneis und Fließerdebildungen im Bayr. Wald. Firgenwald, 10, Reichenberg, 1937
204. Rathsburg A. Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. Firgenwald, 5, 6, 7, 8, Reichenberg, 1932—35
205. Rathsburg A. Ortsfremder, fossiler Schutt auf dem Riesengebirgskamm. Firgenwald 8, Reichenberg, 1935
206. Rathsburg A. Stand und Aufgaben der Eiszeitforschung in den deutschen Mittelgebirgen. Zts. f. Erdkunde, 5, Frankfurt a. M., 1937
207. Romer E. Kilka przyczynków do historii doliny Dniestr. Kosmos, 31, Lwów, 1906
208. Romer E. Tatrzańska epoka lodowa (The Ice Age in the Tatra Mts.). Prace Geogr, wyd. przez E. Romera, 11, Lwów, 1929
209. Romer E. Niektóre zagadnienia z morfologii plejstocenu (Some morphological problems of glaciation). Przegl. Geogr., 21, Warszawa, 1947
210. Różycki S. Z. Stratygrafia kredy i dyzlokacje dyluwialne w okolicy st. Złoty Potok P. I. G., Pos. Nauk., 38, Warszawa, 1934
211. Różycki S. Z. Sprawozdanie z badań geologicznych nad utworami kredowymi w okolicach Lelowa w północno wschodniej części arkusza Żarki. P. I. G., Pos. Nauk., 48, Warszawa, 1937
212. Różycki S. Z. Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Lelowa (Stratygraphie und Tektonik der Kreideablagerungen der Umgebung von Lelów). P. I. G., Spr., 9, Warszawa, 1938
213. Rühl W. Das Periglaziär und die Vereisung der böhmischen Randgebirge. Firgenwald, 10, Reichenberg, 1937



214. Rühle E. Utwory lodowcowe zachodniej części Polesia Wolyńskiego. Kosmos, 62, Lwów, 1937
215. Rühle E. Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia (Cretaceous and Tertiary of Western Polesie). P. I. G., Biuletyn, 34, Warszawa, 1948
216. Rutkowski F. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych na arkuszu Maczki mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25 000. P. I. G., Pos. Nauk., 18, Warszawa, 1927
217. Ryzewicz Z. Z badań nad dyluwium Śląska. Ssaki dyluwialne z piaskowni pod Miłowicami (Zur Kenntnis des Diluviums in Schlesien. Diluviale Säugetiere aus der Umgebung von Milowice bei Mała Dąbrówka). Wydawn. Muzeum Śląskiego w Katowicach, III/6, Katowice, 1933
218. Samsonowicz J. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą (Des lacs endigués de la période glaciaire sur la Haute et Moyenne Vistule). P. I. G., Spr., 1, Warszawa, 1922
219. Samsonowicz J. O granicy zasięgu młodszego zlodowacenia między rzeką Iłżanką a Wisłą. P. I. G., Pos. Nauk., 12, Warszawa, 1925
220. Samsonowicz J. Sprawozdanie z badań geologicznych w rogu pn.-wschodnim arkusza Opatów. P. I. G., Pos. Nauk., 18, Warszawa, 1927
221. Samsonowicz J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 w okolicach Międzygórze na arkuszu Sandomierz mapy 1:100 000. P. I. G., Pos. Nauk., 19—20, Warszawa, 1928
222. Samsonowicz J. Ogólne wyniki głębokiego wiercenia w Dąbiu pod Krakowem: czwartorzęd trzeciorzęd i jura. P. I. G., Pos. Nauk., 27, Warszawa, 1930
223. Samsonowicz J. Wyniki badań geologicznych, uzyskane podczas rewizji zdjęć na arkuszu Opatów. P. I. G., Pos. Nauk., 33, Warszawa, 1932
224. Samsonowicz J. Objasnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Z. 1, P. I. G., Warszawa, 1934
225. Sawicki Ludomir. Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu. P. A. U., Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr., 53, A, Kraków, 1913
226. Sawicki Ludomir. Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej-P. A. U. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr., III, 21, A, Kraków, 1922
227. Sawicki Ludomir. Przełom Wisły przez Średniogórze Polski (Der mittelpolnische Weichseldurchbruch). Prace Inst. Geogr., U. J., 4, Kraków, 1925
228. Sawicki Ludwik. Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przełomu Wisły pod Puławami (Contribution à la connaissance du quaternaire et de la morphogénese de la vallée de la Vistule près de Puławy). Przegl. Geogr., 13, Warszawa, 1933
229. Sawicki Ludwik. Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien ( $L_3$ ) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa (La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que le Cracovien ( $L_3$ ) à Huszczka Wielka, district Zamość). Rocznik Pol. Tow. Geol., 9, Kraków, 1933
230. Sawicki Ludwik. W sprawie metody badań dyluwialnych. Kosmos, 62, B, Lwów, 1937
231. Schott K. Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. z. deutsch Landes- u. Volkskunde, 29, Stuttgart, 1931
232. Schubert K. Das Interglazial von Kostenthal im Kreise Cosel OS. im Lichte des Eiszeitproblems. Jber. geol. Ver. Oberschl., Gleiwitz, 1934
233. Schwarzbach M. Das diluviale Klima während des Hochstandes einer Vereisung. Ermittelt aus den Tageswarven der Bandertone. Zts. deutsch. geol. Ges., 92, Essen, 1940



234. Schwarzbach M. Das Problem der Eiszeit vom geologischen Standpunkte. Sammelheft z. Jber. Schles. Ges. Vaterl. Cult., 113, Breslau, 1941
235. Schwarzbach M. Ein Interglazial aus Nordschlesien. Ztrbl. f. Min., B, Stuttgart, 1942
236. Schwarzbach M. Das Diluvium Schlesiens. N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. 86, B, Stuttgart, 1942
237. Siemiradzki J. Geologia ziem polskich. Lwów, 1903—09
238. Siemiradzki J., Zych W. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1931 na obszarze woj. lubelskiego. P. I. G., Pos. Nauk., 33, Warszawa, 1932
239. Smoleński J. O wysokich terasach dyluwialnych na zboczach Kotliny Sądeckiej. P. A. U., Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr., 47, A, Kraków, 1918
240. Smoleński J. O wieku jeziorok okolicy Grodziska na Nizinie Małopolskiej. Zbiór prac poświęconych E. Romerowi, Lwów, 1934
241. Soergel W. Das diluviale System. I. Fortschr. Geol. u. Palaont., 12, Berlin, 1939
242. Sprawozdanie ze zjazdu naukowego poświęconego zagadnieniom plejstocenu (Report of a Scientific Congress devoted to the problems of the pleistocene). Starunia, 21, Kraków, 1946
243. Stark P., Overbeck F. Eine diluviale Flora von Johnsbach bei Wartha (Schlesien). Planta, Arch. wiss. Bot., 17, 1932
244. Sujkowski Z. O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia (Sur le Jurassique, le Crétacé et le Quaternaire des environs de Wolbrom). P. I. G. Spr., 3, Warszawa, 1925—26
245. Sujkowski Z. Uwagi o piaskach i lessach w Olkuskim itd. Spr. pos. Tow. Nauk. Warsz., III/20, Warszawa, 1928
246. Sujkowski Z. Skaly kredowe między miastami Pilica i Szczekociny (Roches crétacées entre les villes Pilica et Szczekociny). P. I. G., Spr., 8, Warszawa, 1937
- 246a. Świdzki B. Geomorfologia Czarnohory. Warszawa, 1938
247. Świdziński H. Sprawozdanie z badań geologicznych nad jurą górną, wykonanych w r. 1931 na ark. Przedbórz i Radomsko. P. I. G., Pos. Nauk., 32, Warszawa, 1932
248. Świdziński H. „Prządki”, skałki piaskowca ciężkowickiego pod Krosnem. Zab. Przyr. Nieoz., 2, Warszawa, 1933
249. Świdziński H. Szkic geologiczny okolic Przedborza nad Pilicą (Esquisse géologique des environs de Przedborz sur la Pilica). P. I. G., Spr., 8, Warszawa, 1935
250. Szafer W. Eine Dryasflora bei Krystonopol in Galizien. Bull. Acad. Pol. d. Sc. et Lt., Cl. Math.-Nat., B, Kraków, 1912
251. Szafer W. O florze i klimacie okresu międzylodowcowego pod Grodnem. Spr. Kom. Fizj. Pol. Akad. Um., 60, Kraków, 1925
252. Szafer W. Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej (Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage). Rocznik Pol. Tow. Geol., 5, Kraków, 1928
253. Szafer W. The Oldest Interglazial in Poland. Bull. Acad. Polon. d. Sc. et Lt., Cl. Math.-Nat., B, Kraków, 1931
254. Szafer W., Trela J., Ziembianka M. Flora interglacialna z Bedlno koło Końskich (Interglaziale Flora von Bedlno bei Końskie). Rocznik Pol. Tow. Geol., 7, Kraków, 1931
255. Szafer W. Flora plejstocenska w Jarosławiu (Über eine pleistozäne Flora in Jaroslaw). Rocznik Pol. Tow. Geol., 9, Kraków, 1933
256. Szafer W., Jaroń B. Plejstocenske jezioro pod Jasłem (Pleistocene lake near Jasło) Starunia, 8, Kraków, 1935
257. Szafer W., Klimaszewski M., Szafran B., Urbański J. Flora driasowa w Krościenku nad Dunajcem (The Dryas Flora of Krościenko on the river Dunajec). P. I. G., Biuletyn, 24, Warszawa, 1939



258. Szafer W. Nowe znalezienia flory plejstocenińskiej w Polsce (Neue Fundorte der pleistozänen Flora in Polen). P. I. G., Biuletyn, 9, Warszawa, 1939
259. Szafer W. Klimaszewski M. Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa (The Pleistocene in Łęki Dolne near Tarnów). Starunia, 19, Kraków, 1946
260. Szafer W. Późny glacjał w Roztokach pod Jasłem (Late-glacial in Roztoki near Jasło). Starunia, 26, Kraków, 1948
261. Szaflarski J. Z historii doliny Soły (L'histoire de la vallée de la Sola). Prace Inst. Geogr. U. J., 13, Kraków, 1932
- 261a. Szaflarski J. Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków Tatr (Morphologische und glazialgeologische Studien auf dem Südhang der Tatra). Prace Inst. Geogr. U. J., 19, Kraków, 1937
262. Teisseyre H. Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Sambor i Dobromil (Quaternaire sur l'avant-pays des feuilles Sambor et Dobromil). Rocznik Pol. Tow. Geol., 13, Kraków, 1937
263. Tietze O. Über einen Ossüdlich Breslau. Jb. preuss. geol. L. A., 30, Berlin, 1909
264. Tietze O. Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jb. preuss. geol. L. A., 31, Berlin, 1910
265. Tietze O. Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. Jb. preuss. geol. L. A., 36, Berlin, 1915
266. Tietze O. Die Endmoränen zwischen Oder und Neisse und das Os von Kalke. Jb. preuss. geol. L. A., 39, Berlin, 1918
267. Tokarski J. Wyniki poszukiwań wskaźnika morenowego dyluwium tatrzańskiego (Results of research on the moraine index in the Tatra diluvium). Starunia, 24, Kraków, 1948
268. Walczak W. Z morfologii i dyluwium dolin Będkowskiej i Kobylańskiej w Jurze Krakowskiej (Contribution à la morphologie des vallées Będkowska et Kobylańska). Przegl. Geogr., 20, Warszawa, 1946
269. Walczak W. Geograficzny opis Ziemi Kłodzkiej. Czasop. Geogr., 19, Wrocław, 1948
- 269a. Walczak W. Głęby strukturalne w Karkonoszach. Przegl. Geogr., 21, Warszawa, 1948
270. Wahnschaffe F. Zwei neue Fundorte von Gletscherschrammen auf anstehenden Gestein. Zts. deutsch. geol. Ges., 45, Berlin, 1893
271. Werth E. Das Diluvium des Hirschberger Kessels. Zts. deutsche geol. Ges., 59, Berlin, 1907
272. Wdowiarz J. Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywczy (Geological structure of the Carpathians in the region of Dubiecko and Krzywcz near Przemyśl). P. I. G., Biuletyn, 33, Warszawa, 1948
273. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1929
274. Woldstedt P. Über Endmoränen und Oser der Saale (Riss)-Vereisung in Schlesien. Zts. deutsch. geol. Ges., 84, Berlin, 1932
275. Woldstedt P. Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs. Jb. preuss. geol. L. A., 54, Berlin, 1933
276. Woldstedt P. Bemerkungen zu meiner geologisch morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Zts. Ges. Erdkunde Berlin, Berlin, 1935
277. Woldstedt P. Über Vorstoss- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. Geol. Rundschau, 29, Berlin, 1938
278. Wołosowicz S. O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu (Sur la glaciation dans le bassin du Bug). P. I. G., Spr., 1, Warszawa, 1922
279. Wołosowicz S. Z morfologii środkowego Nadbuża (Etudes morphologiques dans le bassin du Bug Moyen). P. I. G., Spr., 1, Warszawa, 1922
280. Worm G. Die Kammplatte des Riesengebirges, eine alte Abtragungsfläche, aber keine glaziale Abrasionsfläche. Peterm. geogr. Mitteilungen, Gotha, 1927



281. Wunderlich E. Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. I. Das Gebiet zwischen Oder und Elbe. Geogr. Abh., 3, Berlin, 1917
282. Wunderlich E. Handbuch von Polen (Oberflächengestaltung). Berlin, 1917
283. Zaborski B. Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich (Etude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes). Przegl. Geogr., 7, Warszawa, 1927
284. Zeuner F. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Diss. Univ. Breslau. Breslau, 1928
285. Zeuner F. Eine altdiluviale Flora von Johnsbach bei Wartha. Zbl f. Min. Stuttgart, 1929
286. Zeuner F. Die erdgeschichtliche Entwicklung Südwestoberschlesiens. Jber. geol. Ver. Oberschles., Gleiwitz, 1932
287. Zeuner F. Ein Toteisgebiet der Risseiszeit in Oberschlesien. Veröff. schles. Ges. Erdkunde, 21, Breslau, 1934
288. Zeuner F. Diluviale Frostspalten in Schlesien. Jber. geol. Ver. Oberschles., Gleiwitz, 1935
- 288a. Zeuner F. Die Chronologie des Pleistozäns. Bull. Acad. Royale Serbe, B, 4, Belgrade, 1938
289. Zierhoffer A. Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich (Le problème de la surface soudiluvienne sur le territoire de la Pologne). Pokłosie Geograficzne, Lwów, 1928
290. Zglinnicka A. Niektóre zagadnienia dyluwium niżowego w Polsce w świetle najnowszej literatury (Les problèmes glaciaux de la plaine polonaise, d'après les recherches, 1918—1929). Czasop. Geogr., 9, Lwów, 1931

## Mapy

- Atlas geologiczny Galicji, wydawnictwo Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności  
Mapy w skali 1 : 75 000 i teksty objaśniające:
291. Zeszyt III, kart cztery: Oświęcim—Chrzanów—Krzeszowice, mapa ogólna i mapa szczegółowa, Kraków, mapa ogólna i mapa szczegółowa, przez S. Zaręcznego. Kraków, 1894
292. Zeszyt V, kart cztery: Biała—Bielsko, Żywiec—Ujsoly, Maków, Rabka—Tymbark, przez W. Szajnochę. Kraków, 1895
293. Zeszyt VI, kart pięć: Grybów—Gorlice, Muszyna, Jasło—Dukla, Ropianka, Lisko, przez W. Szajnochę. Kraków, 1896
294. Zeszyt X, część I: Lwów, część II: kart sześć: Żółkiew, Belz—Sokal, Wareż, Jaworów—Gródek, Rawa Ruska, Belżec—Uhnów, przez M. Łomnickiego. Kraków, 1897 i 1898
295. Zeszyt XI, kart cztery: Wadowice, Wieliczka—Myślenice, Bochnia—Czchów, Nowy Sącz, przez W. Szajnochę. Kraków, 1903
296. Zeszyt XII, kart pięć: Mościska, Lubaczów, Płazów, Jarosław, Leżajsk, przez M. Łomnickiego. Kraków, 1900
297. Zeszyt XIII, kart trzy: Przemyśl, Brzozów—Sanok, Łupków—Wola Michowa, przez W. Szajnochę. Kraków, 1901
298. Zeszyt XIV, kart trzy: Pilzno—Ciężkowice, Brzostek—Strzyżów, Tyczyn—Dynów, przez J. Grzybowskię. Kraków, 1903



299. Zeszyt XV, kart siedem: Chwałowice, Tarnobrzeg, Nisko—Rozwadów, Szczucin—Nowe Miasto Korczyn, Mielec—Majdan, Ujście Solne, Tarnów—Dąbrowa, przez M. Łomnickiego. Kraków, 1904
300. Zeszyt XVI, kart trzy: Rudnik—Raniżów, Ropczyce—Dębica, Rzeszów—Łańcut, przez W. Friedberga. Kraków, 1904

Geologische Karte von Preussen der Preussischen Geologischen Landesanstalt. Mapy w skali 1 : 25 000 i teksty objaśniające (Erläuterungen):

- 301—304. Lieferung 145: Freiburg in Schlesien (Dathe E.-Zimmermann E., Berlin 1912) Waldenburg in Schlesien (Berg G., Berlin 1926), Friedland (Dathe E.-Berg G.-Zimmermann E., Berlin 1910). Schömberg (Berg G., Berlin, 1909)
- 305—309. Lieferung 115: Langenbielau, Neurode, Rudolfswaldau, Wünschelburg, Salzbrunn (Dathe E., Berlin, 1904)
- 310—316. Lieferung 173: Brosławitz, Tarnowitz—Brinitz, Zabrze, Beuthen—Laurahütte, Gleiwitz, Schwientochlowitz, Kattowitz—Birkental (Michael R.-Assmann P.-Quitow W., Berlin, 1913)
- 317—322. Lieferung 179: Schmolz, Kattern, Gr. Nädlitz, Koberwitz, Rothsürben, Ohlau (Bartsch O.-Tietze O., Berlin, 1911)
- 323—325. Lieferung 189: Jordansmühl (Tietze O., Berlin), Wäldchen (Behr J., Berlin, 1914), Wansen (Bartsch O., Berlin, 1914)
- 326—328. Lieferung 193: Kupferberg, Schmiedeberg (Berg G., Berlin, 1912), Landeshut (Berg G., Berlin, 1938)
- 329—332. Lieferung 202: Gröditzberg, Schönau a. Katzb. (Kuhn B.-Zimmermann E., Berlin, 1918), Goldberg, Lähn (Kuhn B.-Zimmermann E., Berlin 1919)
- 333—337. Lieferung 210: Nimptsch (Tietze O., Berlin, 1919), Weizenrodau, Zobten (Finckh L., Berlin, 1920), Strehlen, Marienau (Behr J., Berlin 1921)
- 338—342. Lieferung 222: Wahlstatt, Kunitz (Tietze O., Berlin, 1925), Striegau, Ingrams-dorf (zur Mühlen L. v., Berlin, 1925), Mörschelwitz.
- 343—345. Lieferung 241: Schreiberhau, Krummhübel, Warmbrunn (Berg G., Berlin, 1922)
- 346—348. Lieferung 246: Bolkenhain (Zimmermann E., Berlin, 1935), Ruhbank, Hohenfriedeberg
- 349—352. Lieferung 254: Charlottenbrunn, Reichenbach, Lauterbach, Schweidnitz (Cramer R.-Finckh L.-Zimmermann E., Berlin, 1925)
- 353—355. Lieferung 262: Friedeberg, Flinsberg—Strickerhäuser, Wigandsthal—Tafelfichte (Berg G., Berlin, 1926)
- 355a. Lieferung 266: Muskau (Kaunhowen F., Berlin, 1928)
- 356—359. Lieferung 273: Gnadenfrei (Meister E., Berlin, 1932), Camenz i. Schlesien (Behr J., Berlin, 1932), Frankenstein (Finckh L., Berlin, 1932), Tepliwoda (Meister E., Berlin, 1937)
- 360—362. Lieferung 276: Hirschberg (Zimmermann E., Berlin, 1937), Alt Kemnitz (Berg G., Berlin, 1935), Kauffung (Zimmermann E., Berlin, 1941)
- 363—365. Lieferung 281: Auras (Meister E., Berlin, 1935), Wiese (Meister E., Berlin, 1935), Deutsch-Lissa, Breslau-Nord
366. Lieferung 292: Goldberg und Schönau (Zimmermann E., Berlin, 1936)



- 367—369. Lieferung 313: Blottnitz, Leschnitz, Tost (Assmann P., Berlin, 1932)  
370—375. Lieferung 325: Peiskretscham, Kieferstädtel, Ujest, Jakobswalde, Colleow, Gr. Rauden (Cramer R., Berlin, 1938)  
376—378. Lieferung 333: Greiffenberg, Lauban, Marklissa (Berg G., Berlin, 1935)  
379. Lieferung 343: Glatz, Königshain, Reichenstein, Landeck (Finckh L.-Meister E.-Fischer-Bederke E., Berlin, 1942)

## Wydawnictwa Państwowego Instytutu Geologicznego

380. Mapa geologiczna Rzeczypospolitej Polskiej, 1 : 750 000 opracowana przez Cz. Kuźniara, z objaśnieniem. Warszawa, 1926  
381. Ogólna mapa geologiczna Polski, 1 : 100 000, arkusz Opatów, opracowany przez J. Samsonowicza, z objaśnieniem. Warszawa, 1934  
382. Szczegółowa mapa geologiczna Polskiego Zagłębia Węglowego, 1 : 25 000, arkusz Grodziec, opracowany przez S. Doktorowicz-Hrebnickiego, z objaśnieniem. Warszawa, 1935

## Przeglądowa mapa geologiczna Polski, 1 : 300 000:

383. Arkusz Radom, zestawil E. Rühle, Warszawa, 1947  
384. Arkusz Lublin, zestawil S. Z. Różycki. Warszawa, 1947  
385. Arkusz Kielce, zestawil J. Czarnocki. Warszawa, 1948

## Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 25 000:

386. Arkusz Żąbkowice, opracowany przez S. Doktorowicz-Hrebnickiego. Warszawa, 1947  
387. Arkusz Dąbrowa Górnicza, opracowany przez S. Doktorowicz-Hrebnickiego. Warszawa, 1937  
388. Kleine Geologische Karte von Deutschland, 1 : 2 000 000, bearbeitet von W. Schriel, mit Erläuterungen. Berlin, 1930  
389. Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes, 1 : 1 500 000, bearbeitet von P. Woldstedt, mit Erläuterungen. Berlin, 1935  
390. P. Woldstedt. Norddeutschland, Eiszeit und Urgeschichte, 1 : 600 000, Gotha.



Мечислав КЛИМАШЕВСКИЙ

## ПРОБЛЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОЙ ПОЛЬШИ

(с 1 табл.)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

В противовес северной Польше ее южная часть прикрита тонким и непоследовательным покровом отложений плейстоцена. Основное влияние на их расположение и степень сохранения имел рельеф основания в зависимости от чего можно различать три ландшафтные типы: 1. горы, 2. южные возвышенности и пригорные территории а также 3. южные котловины.

В южной Польше находим морфологические и стратиграфические доказательства существования одного оледенения на востоке и двух на западе. Первое из них относится к краковскому оледенению (Эльстер) хотя допустимо и существование старшего. Оледенение это достигло Судет, Моравских Ворот и Карпат, покрывая Бескиды до высоты даже 420 м. Следующее оледенение варшавское I прислонилось к южной возвышенности, вторгаясь далее на юг в пределы Силезской низменности, оставляя там многочисленные рецессионные морены. Во время оледенения варшавского II с районов южной Польши только Судеты находились в пределах перигляциального климата и именно тогда отложились силезские лёсы.

Следы горных оледенений находим в Карпатах и Судетах. Горные оледенения Судет и Карпат (в Татрах различается три, а даже четыре) имеют связь с северными оледенениями краковском и варшавском I.

Территория Польши делится на два большие ландшафтные районы. Северная Польша построена исключительно из четвертичных образований и свои морфологические черты имеет благодаря оледенению. В южной части господствует дочетвертичный рельеф, а плейстоценовые образования только тонким и неоднородным покровом нивелируют рельеф.

По этой причине следует иначе подойти ко многим плейстоценовым проблемам в каждом из этих районов. На севере явления и процессы, связанные с оледенением протекали более свободно, ледники на своем пути не встречали более серьезных преград, а их воды могли распространяться весьма широко. В южной части зато большую роль сыграла мор-



фологическая predisпозиция. Рельеф основания обусловил ход, направление и даже протяжение оледенений, а отлив тающих вод направлялся обнижениями и старыми долинными формами рельефа поверхности. Эти различия уполномачивают к применению иных и обособленных способов разрешения многих плейстоценовых проблем на территории южной Польши.

Южная Польша сформирована неоднородно. В ее пределах находим области различных абсолютных и относительных высот, разной геологической структуры, различного рельефа и морфологического прошлого (75, 105). Можно здесь выделить три основные типа ландшафта, а именно: горы, возвышенности и низменности. Горные ландшафты находятся в Карпатах, Судетах и в Свентокржизских Горах. В зоне возвышенностей отличаем сплошные комплексы возвышенностей, отрезанные глубокими долинами от возвышенностей расчлененных, где небольшие комплексы, горбы и бугры возвышаются над обширной низменностью. Первый тип репрезентируют массивы карпатские и судетские, а также возвышенности: Люблинская, Опатовская, Сухедневская и Краковско-Меховская. Ко второму типу принадлежат возвышенности Опочинские, мульда Нидянская, Силезская возвышенность и предгорье Судет.

И наконец чертами низменного ландшафта одарены котловина Сандомирская, Осьвенцимско-Рациборская и Силезская. Каждый из этих ландшафтных типов создавал иные условия для развития оледенения и течение процесса, связанного с этим явлением. Каждый из них давал и дает различные возможности сохранения четвертичного матернала. Эти образования сохранились гораздо лучше на обширных низменностях и плоскогорьях, чем на узких речных долинах и крутых буграх или на удлинённых горбах. По этой причине на первое место выступает проблема подчетвертичной поверхности в южной Польше.

## I. ПОДЧЕТВЕРТИЧНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

Поверхность подчетвертичная в южной Польше в большинстве покрывается с нынешней поверхностью. Под плейстоценовыми образованиями укрыта она, кроме лёссовых отложений, только в котловинах, впадинах и узких речных долинах.

В Карпатах и Судетах скалистое дно долин застилают и наполняют образования речной аккумуляции мощностью от нескольких до нескольких десятков метров (41, 78, 299, 301 — 379). В Сандомирской котловине дно подчетвертичных отложений находится на глубине 10 до 20 м (12, 222). На такой же глубине лежит оно в восточной части Осьвенцимско-Рациборской котловины (31), зато в западной части ее мощность подстилающих плейстоценовых образований доходит до 100 м, а вблизи Рыбника даже до 150 м (150). В Силезской котловине толщина четвертичного покрова не превышает 50 м (39).



Точно также в районе возвышенностей дна долин и все впадины грубо покрыты четвертичными образованиями. Маскируют они прегляциальный рельеф, отличающийся гораздо большей выразительностью и больших размеров денивеляциями чем современный. На основании буровых скважин нам известно что подчетвертичное дно пород находится на глубине нескольких а даже нескольких десятков метров ниже нынешнего русла рек (24, 67, 68, 107, 224, 216). Примером правильного разрешения этой проблемы для района возвышенностей является карта формирования основания плейстоцена в окрестности Лендзин разработанная Р. Краевским на основании данных большого числа буровых скважин (89). Подобного рода карты дали-бы весьма интересную картину до четвертичного рельефа.

## II. КОЛИЧЕСТВО ОЛЕДЕНЕНИЙ В ЮЖНОЙ ПОЛЬШЕ

На территории южной Польши в восточной части обнаружены следы одного оледенения, а в западной следы двух оледенений. Доказательством этого является как ее стратиграфический так и морфологический характер.

В восточной части (Малопольска) выступает только один пласт моренной глины, не вызывающий никаких оговорок и сомнений. Является он свидетельством существования материкового льда доходящего во время оледенения до окраинных частей Карпат (краковское — Лз, 123; карпатское, 226; Эльстер, 55, 275). Донная морена этого оледенения сохранилась в виде типичной валунной глины только в пределах котловин, долин и в широких впадинах. Зато на подгорных горбах, буграх и скоплениях небольших вершин морена подвергалась в большинстве случаев промывке и репрезентируют ее преимущественно эрратические валуны.

В силезской западной части встречается большое количество моренных пластов. В верхней Силезии в некоторых местах находятся даже пять морен, разделенных между собою слоями песка (150). В Рациборской котловине обнаружены были преимущественно три моренные пласты. Два нижние связаны на основании профиля в Госьценцине, содержащего интергляциальные образования, с оледенением краковском, а верхний пласт с оледенением следующим — варшавском I (1, 232, 286). В Силезской котловине и в окраинной части Средних и Западных Судет не обнаружено более чем два моренных пласты отделенные и подстеленные осадками текущих вод (265, 350, 352, 358, 2, 39, 44a, 349, 366). Верхнюю моренную глину, из которой построена поверхность в преобладающей части котловины Силезской, Тице (265, 333) связывал с оледенением Заали (варшавское I) а нижнюю морену перемытую с оледенением Эльстеры (краковское).



Междуморенные образования являются осадками преимущественно пустыми, бесплодными (гравий, пески, ил, глины), и было бы ошибочно на основании их присутствия заключать о многократности оледенений. Могли они отложиться так же как во время перерыва интергляциального, так и интерстадиального, а даже соответствовать осцилляционным колебаниям фронта материкового льда. Поэтому чтобы принять существование двух или более оледенений необходимо установить или отчетливые различия в петрографическом составе морен или же найти в междуморенных образованиях флору, или же интергляциальную фауну, что является неоспоримым доказательством. Иные критерии как-то разная окраска, перемытье морены или же ее выветривание не доказывают еще интергляциального перерыва.

В Силезии, к сожалению, имеем мало местонахождений интергляциальной флоры, из которых не все надлежащим образом изучены. Наиболее известные и многократно разработаны были интергляциальные образования в Имбрамовицах. Были они отнесены к интергляциалу мазовецкому I немецкими и польскими исследователями однако скорее на основании характера растительности, чем на основании геологических данных (50, 57, 88, 185, 341). Интергляциал в Госьценцине имеет лучшую стратиграфическую позицию так как репрезентируют его образования подосланные мореной и мореной же прикрыты. К сожалению растительный материал был собран и обработан весьма неумело и небрежно (232), вследствие чего требует повторного изучения, на что вполне заслуживает. На основании геологических отношении интергляциал Госьценцина отнесен к периоду мазовецкому I (1, 232). В соседней местности Павловички была найдена и изучена Бау'ом интергляциальная фауна (7). Известны также местонахождения с ископаемой растительностью в Яновце вблизи Барда, но ее стратиграфическая принадлежность до сих пор еще не установлена (285, 243). В северо-западной части Малопольской возвышенности также подвергшейся двукратному оледенению, интергляциальные образования обнаружены в Дзбанках Косцюшковских (185, 197), Щерцове (185, 197), Ольшевицах (173, 174), Барковицах Мокрых (120, 173) и в Бедльне (173, 254). Места нахождения интергляциала свидетельствуют о том, что в юго-западной Польше было два оледенения. Это мнение поддерживают исследования эрратического показателя в старших и младших моренах. Исследования Геземанна (63, 370) и Милльтерса (47, 153, 155) доказывают, что в Силезии в старшей морене (краковское оледенение) преобладают кристаллические породы с Аландских Островов, Финляндии и центральной Швеции; тогда как в моренах младшего оледенения (варшавское I) происходят с территории южной Швеции и Балтийского моря. Возраст морены и ее стратиграфическая принадлежность была неоднократно определяема на основании ее окраски. Разли-



чали старшую морену — серую и младшую — ржавую или бурую (красную). Однако такой критерий, по крайней мере для южной Польши, оказывается обманчивым. Во многих обнажениях серая морена переходит без четкой границы в ржавую.

На основании данных о пределах нижней морены и ее петрографическом составе и принимая во внимание интергляциальную растительность находимую в междуморенных образованиях, можно предполагать, что нижняя морена на силезской территории была результатом, также как и в малопольской области, оледенения краковского. Верхняя морена зато прекрасно сохранившаяся в силезской области, происходит от оледенения варшавского I, оледенения, которое малопольской области не достигло.

Для проверки правильности этой концепции можно было бы использовать еще морфологический критерий. Применяя его к ландшафту Польши, Людомир Савицкий (226) получил хорошие результаты. Можем сравнить состояние сохранения ландшафта и образований гляциального и флювиогляциального происхождения в двух единицах соответствующих друг с другом в физиографическом отношении: в Сандомирской и Силезской котловинах. В Сандомирской котловине донная морена сохранилась в виде немногочисленных и небольших скоплений и то только в вершинных партиях, издали от рек. В Силезской котловине донная морена покрывает сплошной поволокой почти все дно и только большие реки смогли прорезать ее своими широкими долинами. Здесь в пределах морены находим многочисленные впадины, часто безсточные, которых напрасно искать в ровных моренных районах Сандомирской котловины. Здесь, т. е. в котловине Сандомирской не находим ни валов конечной морены, ни озов, ни кемов. Все выше упомянутые формы зато встречаем в Силезской котловине, хотя лишены они той выразительности и свежести, какими обладают в районах подвергшихся наиболее позднему оледенению во время оледенения варшавского II.

Все эти аргументы свидетельствуют о двукратном оледенении силезской области, а также доказывают, что второе оледенение было одним интергляциалом моложе, чем то, следы которого сохранились в восточной области. Из этого следовало бы, что в южной Польше самым старшим оледенением было краковское (эльстер). Однако некоторые исследователи предполагают о еще более старшем существовании оледенения. Мотивируют они это следующими фактами:

1. появлением морен под слоистыми отложениями, прикрытыми мореной оледенения краковского (Левинский — 111, 114, Премик — 197, Савицкий — 228, 229, Лычевская — 136);
2. нахождением флювиогляциальных образований под серией осадков связанных с оледенением краковским (Ян — 68, Пожарыская — 188);



3. климатическими переменами, отмеченными характером растительности, находящейся под осадками, связанными с оледенением краковском (Шафер — 252) и наконец:
4. существованием перигляциальных образований (лёссы, солифлюкционные покровы) старших от оледенения краковского (Чарноцкий — 23, 24).

Предположения Шафера (253) относительно оледенения старшего чем краковское, называемого им оледенением ярославском, сомнительны по причине недостаточной точности геологических исследований (184). Также доказательства иных исследователей не являются достаточно убедительными и дают возможность иной интерпретации фактов. Причиной этого является прежде всего отсутствие доказательства „интергляциальности” междуморенных образований или же комбинирование профилей, связание обнажений, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, в один „синтетический” профиль.

Существование в южной Польше обособленного оледенения, старшего одним интергляциалом от краковского оледенения не было до сих пор бесспорно доказано. Вследствие этого обработка с геологической точки зрения профиля в Гамерни, на котором основывался Шафер, является необходимостью. До тех пор пока это не совершится, или не будет найдено иное образование несомненно интергляциальное, надо ограничить число оледенений в малопольской области — до одного. Точно также в силезской области не обнаружено нигде следов оледенения старшего чем краковское — эльстер.

### III. ПРЕДЕЛЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ

#### 1. ПРЕДЕЛ КРАКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Краковское оледенение на территории Польши достигло Карпат, Моравских Ворот и Судет. Его предел на карпатском отрезке был реконструирован на основании размещения эрратических валунов. С развитием геологических исследований, а особенно — четвертичных, южная граница краковского оледенения была продвинута все глубже в область карпатского предгорья (129, 380). Нахождение эрратического материала не только в долинах, но также на плоскогорьях, высотой преимущественно от 360 до 380 м, а в бассейне реки Вислоки даже до 420 м, свидетельствует о том, что материковый ледник не проникал вглубь Карпат языками, как это предполагалось первоначально (129), но покрыл широкий пояс высотного предгорья Карпат и уперся только лишь о Бескиды, или еще более высокие партии горной территории. Предел оледенения краковского на карпатском отрезке был мною описан в моих прежних трудах (73, 78)



и поэтому на этом вопросе детально не буду останавливаться. Хочу только добавить что несколько новых местностей, дополняющих и исправляющих простиранне этой границы в окрестностях Пржемысля в последнее время описывает Я. Вдовярж (272).

Установление предела краковского оледенения на судетском отрезке представляет большие трудности. На теперешнюю чешскую территорию проникнул материковый ледник до Моравских Ворот и переступил водораздел, высотой 340 м, и в течение некоторого времени отдавал свои воды бассейну Дуная (58). Отсюда граница старшего оледенения пробегает через возвышенную область Есеников вплоть до Гор Опавских и Злотых (1, 47, 58).

Эрратический материал, находящийся в окраинной части Восточных Судет, согласно общепринятому мнению, считается последствием оледенения краковского — эльстер. Вместо того вопрос предела этого оледенения в остальной части Судет весьма осложняется, ибо часть немецких исследователей принимала прикрытие Пригорья и проникновение в средне- и западно-судетские обнижения оледенения заале (варшавского I); другая часть была того мнения, что это оледенение эльстер, поэтому, как следует из предыдущей главы, наиболее правдоподобным является двоекратное оледенение. В виду такого несогласия мнений и отсутствия каких-бы то не было данных о пределах отдельных оледенений, а также невозможности разграничения образований старшего и младшего оледенения на судетском отрезке, следует удовлетвориться только обозначением южного предела эрратических валунов без точного определения, в каком периоде они здесь появились. Однако ввиду того, что все более устанавливается мнение о более обширном распространении оледенения эльстер (краковское) в Судетах, чем заале (варшавское I), граница отмеченная на основании размещения эрратических валунов может даже покрываться с пределом оледенения эльстер (краковского).

В Судетах также, как и в Карпатах, материковый ледник приспособился к конфигурации основания и эту зависимость проявляет весьма четко его вертикальное и горизонтальное распространение. Там, где Судеты крутым порогом Злотых и Сових Гор вырастают выше складчатого Предгорья, нагромождался он на их склонах и достигал высот 500 и даже 600 м (1, 36, 269, 2). В северо-западной вершинной части Судет ледник проник дальше и прикрывал Пригорья Валбржихское (302, 349), Больковское (328, 346, 362), Качавское и Изерское (329 — 332, 366, 376 — 378) и уперся лишь только о холмы, высотой свыше 600 метров. И наконец обнижениями проник далеко вглубь Судет в Клодзкую котловину (269, 358, 379), Кржешовскую (328) и Еленегурскую (360, 343 — 345).

Более значительное распространение эрратического материала в судетской области, чем в карпатской, объясняется более высоким его на-



громощением перед склонами Судет, выдвинутых дальше на север, чем Карпаты. Гипотеза о выдвигении Судет после периода оледенения (284, 288а) не находит убедительных доказательств.

## 2. ПРЕДЕЛ ВАРШАВСКОГО I ОЛЕДЕНЕНИЯ

При определении границ оледенения варшавского I (центрально-польское оледенение 266; L<sub>1</sub> 123; заале, 55, 275), приняты были во внимание как стратиграфические критерии, т. е. появление хорошо сохранившегося верхнего моренного пласта, так и морфологические, то есть выступление валов передовой морены, озов, кемов, по-озерных углублений и тому подобных форм, совершенно неизвестных в области краковского оледенения. Несмотря на вышеизложенное определение границ оледенения варшавского I весьма затруднительно. Знаем уже как это представляется на центрально и восточно-судетском участках, где до сих пор не установлен предел оледенений краковского и варшавского I. Большие возможности разграничения отложений и определения на этом основании границ оледенений находим на восток от Нысы Клодзкой на предполье Восточных Судет. Оледенение варшавское I — заале — имело здесь меньшее распространение чем краковское и не достигло порога горного массива. В бассейне Нысы Клодзкой границы максимального распространения намечены передовыми Отмуховскими моренами (10, 274, 358). О принадлежности этой моренной линии к оледенению варшавскому I — заале — свидетельствует совсем иного рода петрографический состав нежелы в моренах донных, сохранившихся непосредственно у подножия Судет, а также выразительная свежесть форм, не встречаемых в пределах старшего оледенения (10, 358).

Предполагаемые, а в некоторых частях несомненные границы распространения этого оледенения на территории южной Польши представляет приложенная карта. При обозначениях этой границы я основывался на изданных подробных трудах (1, 127, 161, 274, 275, 390, 141, 158, 144, 137, 67, 247, 226, 154, 219, 224, 283), а также на картах геологических, главным образом обзорных, изданных в последнее время Государственным Геологическим Институтом (383, 384, 385).

Исследование границы оледенения варшавского I, отчетливо обнаруживает связь между распространением этого оледенения и формировкой рельефа поверхности. Лобовая часть материкового ледника была задержана или горами (Судеты) и порогами возвышенностей („куэста” юрская, холмы Конецкие, возвышенности Опатовская и Люблинская), или же, пользуясь обнижениями, материковый ледник выдвинул свои языки далеко на юг (котловина Силезская, мульда реки Ниды, низменности р. Вислы, а также вероятно и реки Буга).



На основании данных, касающихся пределов оледенения варшавского I можно предполагать, что материковый ледник покрыл лишь только силезскую часть возвышенности и не переступил Малопольского пояса возвышенностей.

### 3. ПРЕДЕЛ СТАДИИ ВАРТЫ

В Силезии очень выразительно обозначается двойственность оледенения варшавского I. Старшая фаза представляет подлинное оледенение варшавское I в пределах вышеописанных. Младшая стадия, отделенная от старшей холодным интергляциалом, имела меньший предел. Отличалась она более свежим и значительно менее разрушенным постгляциальным ландшафтом. Для этой стадии было бы наиболее подходящим наименование варшавская II, если бы не использовали этого названия для последнего оледенения.

В силезской области предел этой стадии вообще совпадает с направлением Коших Гор и тянется от Мужакова через Жары — Кожухув — Нове Мястечко — окрестности Далькова — Рудную — Виньско — Росьциславице — Тржебницу — Твардогуру — до Сыцова (21). Конечную морену этой стадии характеризует поразительная непрерывность, а также весьма частое явление нагромождения старших образований как третичных так и четвертичных (355а, 38, 363, 364). Восточнее Сыцова границы стадии Варты до сих пор подробно не прослежены.

## II. ЯВЛЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ СОПУТСТВУЮЩИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯМ

### 1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Оледенения являются последствием ухудшения климатических условий, причем по мере распространения материкового ледника эти ухудшения подвергались углублению. Климатические условия и длительность ухудшения решали вопрос о размерах оледенения и его прохождения. Прохождение каждого гляциала можно разбить по крайней мере на три периода, исключая колебания стадияльные и осцилляционные, а именно: а) длительных периодов нарастания и надвига материкового ледника, б) краткий период максимального распространения и в) сравнительно короткий период рецессии, таяния. Эти понятия ввел в нашу науку В. Шафер (251) со следующим обозначением: перед буквой „L”, обозначающей оледенение, ставил буквы „T” (трансгрессия материкового ледника) и „R” (рецессия его).

Во время каждого гляциала климатические условия на территории Южной Польши подвергались большим и постоянным переменам; ухудшения — во время развития и улучшения — во время замирания оледене-



ния. Это первое обстоятельство, которое необходимо помнить. Вторым, еще более важным, обстоятельством является ниже следующее: в связи с разными пределами распространения оледенений климатические условия в неподвергшихся оледенению частях Южной Польши вероятно были разными в каждой ледниковой эпохе, а также иного рода в восточной части по сравнению с западной.

О климатах гляциальных периодов, их особенностях и размерах ухудшения можно судить на основании: а) ископаемых остатков растений и животных, б) некоторых геологических явлений и морфологических процессов, а также в) сравнения и поисков аналогии к климатическим условиям существующих ныне в перигляциальных областях.

При восстановлении климата Карпат за время трех гляциальных периодов — все вышеупомянутые обстоятельства были мною приняты во внимание. Во время двух старших оледенений Карпаты находились в пределах перигляциального климата, а в период оледенения варшавского II господствовал в них высокогорный климат (257). На основании состава и характера ископаемой растительности, найденной в Кросьценке и Розтоках, Шафер (257) дал великолепное объяснение климата Карпат в периоде последнего оледенения. Точно также и в Судетах господствовали разные климатические условия в отдельных гляциальных периодах. Этим пытались объяснить отсутствие следов старших — горных оледенений (14, 15). Берг подавал, что горные ледники в Судетах в периоде оледенений эльстер и заале не могли создаться, т. к. находились они тогда в пределе сухого перигляциального климата. Благоприятные условия образовались лишь во время последнего оледенения, результатом которых являются свежие формы и гляциальные образования в Карконошах. Однако с этим мнением не соглашается Рюл (213), не исключая возможности отыскания в Судетах следов существования старших оледенений особенно предпоследнего.

Перейдем теперь к обсуждению разного рода данных, дающих возможность познакомиться с климатическими условиями в отдельных ледниковых периодах.

Климатические условия в периоде краковского оледенения характеризует единственная ископаемая флора из Крыстынополя, описанная Шафером (250).

Следующий период оледенения варшавского I характеризуется уже несколькими местами нахождения ископаемых растений. Растительность эта тундровая, типа смешанного, арктически-горная, хорошо характеризующая охлаждение климата Южной Польши. К ней принадлежат растительные остатки из Валявы (97, 78), Лэнк Дольных (259), Людвинова (121) и Миловиц (87). В Миловицах находятся они в отложениях связанных с продвижением материкового льда (оледенение варшавское I,



67), в Лэнках и Людвинове торчат в солифлюкционных отложениях, а другие выступают в осадках карпатских рек.

В периоде последнего оледенения варшавского II, которое не достигло территории Южной Польши, но в климатическом отношении выразительно отметились растительностью и характером процессов морфологических — снова встречаем несколько мест нахождения флоры. Климатические условия в Карпатах определяют остатки высокогорной растительности солифлюкционного образования Кросьценка (257), а климат на высоте ниже 200 м — растительные остатки, находящиеся в озерном мелу в Розтоках, вблизи Ясла (256, 260), а также в речных образованиях в Валяве (97) и Барычи (97).

## 2. ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

С развитием исследований и все более тщательными наблюдениями четвертичных образований, увеличивается число данных касающихся явлений связанных и обусловленных перигляциальным климатом. К этому принадлежат явления солифлюкции, структурных почв, „кипин”, трещин или морозовых клинов, щебня и скалистых форм.

Солифлюкционное образование, мощностью 10 м, содержащее обильную дриасовую флору, было обнаружено в Кросьценке и всесторонне описано Климашевским, Шафером и Шафраном (257). Непостоянство материала и растительности в профиле этого образования можно было объяснить то глубоким, то мелким оттаянием выветрившей породы, а значит колебаниями климата в периоде последнего оледенения.

Такого же возраста толстый солифлюкционный покров в Сромовцах Выжних (Мендзыпоточе) покоющийся на глинах с интергляциальной растительностью (35, 78).

В Лэнках Дольных солифлюкционный материал содержит остатки тундровой растительности периода оледенения варшавского I (259). К этому же времени вероятно принадлежит и солифлюкционное образование Людвинова вблизи Кракова, прежде принимаемое за морену оледенения краковского (99), а также бесплодные щебни выветривания и горизонты с валунами, залегающие на старых плейстоценовых террасах под лёссовым покровом (78). Вольшое количество таких находок уполномочивает принятие солифлюкции явлением распространенным на территории Карпат на протяжении всех периодов оледенения с максимальным напряжением в периоде варшавского I оледенения (78).

В Свентокржизских Горах покров щебня солифлюкционного происхождения, мощностью от 2 до 7 м, покрывает склоны гор и возвышенностей свыше 300 м (23, 24). К этой группе принадлежат также желтова-



тые, неслоистые глины с многочисленными валунами и кварцитовыми и песчанистыми валунчиками, лежащими под флювюгляциальными песками и гравием. Чарноцкий считает их соответственником наистаршего оледенения.

В Судетах солифлюкционные процессы были также явлением обычным. Щебневый покров является солифлюкционного происхождения, застилающим склоны Сових Гор, распространяясь далеко по их плоскому подножью. Арнольд (2) связывает это образование, на основании отношения к морене и лёссу, со стадией варцянской, или — с периодом последнего оледенения (варшавское II). Аналогичские образования распространены у подножия Злотых Гор (10) и Бардзких Гор (17, 284), на склонах Карконошей (165, 205) и Слензы (231).

Структурные почвы (каменистые кольца и вепки), находящиеся в Карконошах (20, 165, 231, 269a) и в Татрах (68a), считаются результатом ныне действующих сил, хотя имеются также сторонники их плейстоценового происхождения (44).

На явление кипши („Brödelböden“) до сих пор у нас обращали мало внимания, хотя оно имеет большое значение при восстановлении климатических условий. „Кипшию“ создавшуюся во время последнего оледенения я наблюдал в гравии вблизи Кракова. Кузьняр (99) описывает ее в обнажении Мыдлника там-же; часто также встречаемая в Силезии (125). Мало у нас обращали внимания на явления морозовых трещин. Из Силезской области Зейнер (288) и Арнольд (2) указывают несколько мест этого явления. В последнее время регистрацией и систематическим изучением этих явлений занялся А. Ян.

Возраст этих явлений нелегко определить, наиболее вероятное предположение, что произошли они во время последнего оледенения. С этим же периодом можно связать и возникновение щебня, который сохранился, благодаря благоприятным орографическим и климатическим условиям, в вершинных горных партиях. К наиболее известным принадлежит „голуборже“ в Лысогорах (главный кряж Свентокржизских Гор — 130), а также щебень на Бабей Гуре (76) и на Снежке (20, 231, 37). По мнению Лозиньского (131) являются они продуктом механического выветривания в перигляциальном климате. Это мнение, пополненное указанием большой роли петрографической структуры, а также орографических условий имеет до сих пор наибольшее число сторонников.

### 3. ГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Во время медленного надвига материкового ледника преобладали воды происхождения неледникового, экстрагляциального, тогда как в фазе



рецессии воды тающего материкового ледника (флювногляциальные). Это является первым важным обстоятельством. Второе обстоятельство — это проблема рельефа основания перед краем надвигающегося и отступающего материкового ледника. Скандинавский материковый ледник продвигаясь против направления уклона. Его подошва на пространстве вогнутой Фенноскандии находилась на 600 до 800 м ниже нынешнего уровня моря (49), склонов Карпат достиг он во время своего максимального распространения до высоты 420 м, а склонов Судет даже до 590 м. Разница высот превышает 1000 м. Материковый ледник мог ее преодолеть путем набухания подвысшая свою поверхность в Скандинавии до высоты около 2600 м над тогдашним уровнем моря (49). Со всем иное дело с ледниковыми водами; воды сплывающие материкового ледника могли распространяться легко на ровных низменных территориях, а на пространствах с падением обратным движению ледника принуждены были к скопленню у его лобовой части, а быть может и к поискам пути стока в трещинах самого же ледника (49, 74). И лишь только на очень небольших пространствах с наклоном согласным с движением ледника возможен был нормальный свободный сток. Не менее важной проблемой является сток вод позаледниковых, экстра- или перигляциальных. Были они принуждены протекать согласно с прегляциальным рельефом своими прежними руслами на север, где встречали ледяную барьеру. Здесь должны были они соединяться и смешиваться с ледниковыми водами. Вследствие движения ледяных масс в южном направлении наступал постоянный подъем эрозионной и аккумуляционной базы перигляциальных рек. Зато во время отступления материкового ледника база путешествовала на север, все более обнижаясь. На этом основании можно предполагать, что во время надвига материкового ледника и его остановок господствовала аккумуляция и перигляциальный район был засыпан, тогда как во время рецессии наступало после короткого периода аккумуляции развитие обнаженной поверхности и ее расчленение.

Стоит подумать о том, какие возможности существовали тогда на территории Южной Польши для развития гидрографических условий. В польской части Карпат все долины открыты к северу и в этом направлении протекали перигляциальные воды, соединяясь лишь только в подкарпатских впадинных котловинах. Относится это также и к Судетам, а аналогия тем более полная, что их воды скоплялись в Силезской котловине. И с этого следует, что в районах гор и котловин надо ожидать запружения перигляциальных вод продвигающейся на юг ледяной барьерой. Но в поясе возвышенностей и в Свентокржизских Горах долины обращены и на север и на юг, и это обстоятельство влияет на течение вод и их седиментацию. Здесь запружение вод касается только северных долин, потому что южные долины могут иметь свободный сток.



## 4. КРАКОВСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

## а) Развитие явлений в карпатских и судетских долинах и в котловинах Предгорья во время наступления материкового ледника краковского оледенения

После этих теоретических рассуждений перейдем к описанию наблюдаемых фактов. Во всех западно-карпатских долинах (верхняя Висла, Скава, Раба, Дунаец, Вислока, Вислок и Сан, а также в долинах их притоков обнаружены следы и остатки высокой аккумуляции местным речным материалом. В долине Скавы и Рабы толщина ее доходила от 20 до 25 м, выше нынешнего дна, в долине Дунайца до высоты от 80 до 120 м, а в долине Вислоки, Вислока и Сана от 40 до 50 м. Состав этой аккумуляции преимущественно местный, карпатский (гравий, пески, глины, илы) и только в части Пригорья, которое было покрыто материковым ледником краковского оледенения, речные образования сцепляются с ледниковыми. На этом именно основании высокая аккумуляция была связана возрастом и причиной с краковским оледенением (78). Засыпывание карпатских долин наступило, прежде всего, в фазе наступления материкового ледника. Свидетельствуют об этом многочисленные обнажения в области Карпатского Пригорья, в котором обычно над покровом ледникового происхождения находятся речные осадки исключительно карпатские мощностью от нескольких до нескольких десятков метров. Такая последовательность образований была обнаружена также в Сандомирской котловине (27, 72). На неровном основании миоценовых глин и под пластами донной морены залегают огромные массы слоистых песков и глин, которые были осажены водами, главным образом карпатскими, во время приближения материкового ледника.

В Судетах проблема засыпа в период краковского оледенения не только не была разрешена, но даже и намечена. Немецкие геологи обращали гораздо больше внимания на петрографические свойства этих образований, чем на их стратиграфию и вследствие этого, натываясь на некоторые осложнения, не разграничили речных осадков подморенных от надморенных (301 — 379). Кроме того двукратное оледенение края Судет, не принятое во внимание при выделении и датировании образований, не дало возможности восстановления этого явления. На основании весьма скудного наблюдательного материала можно констатировать лишь только, что долины и котловины Судет вообще были засыпаны, но неизвестно были-ли они один раз или двукратно высоко засыпаны, а также с которым из оледенений можно связать известные нам остатки аккумуляционных покровов.

Из выше изложенного следует что не только в Карпатах но и в Судетах наступление материкового ледника опережала весьма интенсивная аккумуляция периодических горных рек. Привела она к засыпанию до-



лин и котловин речными осадками местного происхождения и осадками запруженных озер, и уже только на них отложилась морена и флювиогляциальные образования (17, 2, 301, 302, 236, 346, 366, 247, 328, 345, 360, 376 — 378, 330). Как в Карпатах так и в судетских долинах и обнижениях гляциальные образования никогда не отлагались непосредственно на скалистом дне.

Немногочисленные вышеприведенные данные, хотя и позволяют принять факт засыпания судетских долин и котловин, однако уже не дают возможности восстановления его развития, пределов и мощности. Кроме того ввиду двукратности оледенения можно здесь предполагать, что существовали два аккумуляционные покрова взаимно проникающихся и непосредственно сцепляющихся с гляциальными образованиями. В таком случае младший покров может содержать в подморенной серии северный материал на вторичном месторождении.

В Силезской котловине надо было-бы ожидать такой-же последовательности явлений, как и в Сандомирской котловине, то есть аккумуляции, опережающей надвиг материкового ледника. Однако надо помнить, что Силезская котловина была подвергнута двукратному оледенению и что во время младшего оледенения старшие образования были не только покрыты, но и весьма разрушены; во всей котловине нам известно лишь только несколько местонахождений этой морены и то не совсем надежных. Вследствие этого, только у подножия Судет, вблизи Глухолазов, залегают под старшей мореной пески и гравий местного происхождения (1).

Для Рациборской котловины данных имеется больше. Многочисленные буровые скважины обнаружили под мореной старшего оледенения пески и гравии с эрратическим материалом, мощностью от 6 до 14 м. Отложили их тающие воды приближающегося материкового ледника краковского оледенения (232, 368).

В поясе возвышенностей (возвышенности Силезско-Малопольская и Люблинская) последовательность плейстоценовых образований иная в долинах обращенных к югу — к котловинам Осьвенцимской и Сандомирской, чем в долинах обращенных к северу.

**б) Развитие явлений во время наступления материкового ледника краковского оледенения в долинах врезанных в южные склоны пояса возвышенностей**

Из сопоставления наблюдений, произведенных в бассейне реки Пржемшы (107, 67), в долине Кобылянской (268), в бассейне Шренявы и Нидзицы (101, 136), а также Ниды (22, 23, 24, 146 — 149) и Опатувки (224) следует, что долины южного склона Малопольской возвышенности были засыпаны почти исключительно флювиогляциальными образованиями и то еще перед оледенением этого района и отложением донной



морены. Флювиогляциальные пески и гравий были транспортированы тающими водами надвигающегося материкового ледника от момента, когда он перевалил через вершинный водораздел. Эти воды сплывали согласно с уклоном долины, отличаясь большой транспортной силой. Это вероятно, является причиной того, что в подошве флювиогляциальных осадков не сохранился речной материал местного происхождения. Но во флювиогляциальных образованиях выступает он весьма обильно, а даже часто преобладает над эрратическим материалом.

**в) Развитие явлений во время наступления материкового ледника краковского оледенения в долинах врезанных в северные склоны пояса возвышенностей**

В долинах, обращенных к северу, надлежало бы ожидать такой-же последовательности явлений и образований как и в области Карпат. Значит, засыпания более грубым материалом во время медленного надвига ледяных масс и образования запруженных озер, вследствие заторможения перигляциальных вод и наконец прикрытия этих осадков мореной материкового ледника, переваливающегося через пояс возвышенностей, а именно: в долине Пилицы (212, 106, 247, 173), Каменной (224, 188), в проломе Вислы (227, 228), в долине Вепржа (229, 238) и Буга (250, 68) — сохранились отчетливые следы речной аккумуляции или флювиогляциальной, опережающей краковское оледенение. Долины врезавшиеся в северные склоны возвышенных районов преимущественно коротки с небольшими бассейнами. Лишь только Варта, Пилица, Каменная, Вепрж и Буг имеют несколько большие размеры. По этой причине в большинстве этих долин и снижений роль перигляциальных вод была ничтожная и долины наполнялись не местными речными осадками, а образованиями происхождения флювиогляциального (Verschüttungsände). Зато в больших долинах с обильными водами, способными противостоять тающим водам, подошву серии засыпания образуют речные осадки местного происхождения (Пилица, Каменная, Вепрж, Буг). Малочисленность перигляциальных вод с их ограниченными транспортными возможностями в долинах этих рек выясняют также появление во время надвигающегося материкового ледника больших запруженных озер — явления редко встречаемого в Карпатах. Большое количество и значение тающих вод во время непосредственно опережающего наступления материкового ледника подтверждает появление толстых флювиогляциальных осадков на этих ленточных глинах установленное Я. Самсоновичем (224).

На основании всех этих данных можно принять, что в южной Польше засыпывание, опережающее и связанное с наступлением материкового ледника было явлением обычным. Однако надо помнить, что относилось это только к долинам, котловинам и снижениям, по которым протекала вода и где могла отлагать свои осадки. В этом засыпывании принимали уча-



стие, в зависимости от величины бассейнов и количественного отношения между водами перигляциальными и гляциальными, или образования местного или флювиогляциального происхождения.

г) Развитие наступления и размещение материкового ледника краковского оледенения

Способ и протекание наступления краковского материкового ледника на территории южной Польши еще недостаточно выяснены. В областях малопольских до сих пор недостаточно было обращено внимание на петрографический состав морен и происхождение эрратического материала (90). А ведь этот метод наиболее соответствует воссозданию направлений и познания путей, проходимых отдельными частями материкового ледника. Именно этого рода наблюдения в Горах Свентокржизских позволили Я. Чарноцкому (23, 24) на принятие направления ледника с восточной стороны или же юго-восточной. Хорошо можно наблюдать движение ледника в судетской области, вследствие разнообразия структуры Предгорья, откуда был выдираем ледником каменный материал.

На основании происхождения эрратического материала, находящегося у подножия восточных Судет, принято направление движения материкового ледника со стороны северо-восточной (1). Влияние, какое оказывал материковый ледник на основание, было зависимо от его конфигурации, качества скалистого материала и мощности его. На территориях построенных из твердых пород, ледник выпаживал, увлекая за собой, блоки и щебень, обогащая ими донную морену. Особенно выразительно представляется это в Судетах, где участие местного материала (Судет и Предгорья) возрастает в южном направлении и все более господствует над скандинавским материалом.

В области Силезско-Малопольской С. Чарноцкий (31a), Докторович-Гребницкий (57) и Ружицкий (210) описывают глыбы и каменные блоки огромных размеров, оторванные и подвинутые на осадки младшие, часто плейстоценовые. Известны также многочисленные местонахождения с дислоцированными выходами слоев.

На территориях построенных из мало сопротивляемых пород, особенно из глин и третичных песков (котловина Силезская, Осьвенцимско-Рацборская и Сандомирская), материковый ледник нарушал, выдавливал и складывал эти образования и то иногда до значительной глубины (окрестности Мужакова 355a; Тржебницы 38; Нового Бржезка 136). В Силезской котловине третичные глины являются одним из элементов состава нагромождения конечных морен (70), а также горбов и неровностей покрытых плащом донной морены. В районах построенных из твердых пород, непосредственная деятельность материкового ледника проявлялась не только в эгзарации, но также и в выглаживании скалистых поверхностей. Такие выглаживания и изменения сохранились единственно



на породах очень твердых и поэтому не находим их в карпатском флишевом Пригорьи. Вместо того эти формы часто, быть может слишком часто, встречаем в Судетах и на их Предгорьи (13, 360, 329, 346, 360, 8, 10, 336).

Надвигание материкового ледника вероятно происходило неравномерно в зависимости от конфигурации дочетвертичного основания. Ледяные массы пользовались снижениями, которыми прежде всего устремлялись на юг. Вследствие этого преграды в виде возвышенностей были первоначально оплываемы пока в свою очередь не оказались под покровом льда. Такую именно роль сыграло снижение реки Вислы, отделяющее Свентокржизские Горы от Люблинской возвышенности (24), Нидзянская мульда и Силезская котловина с прилегающей территорией сильно расчлененной Силезской возвышенности. Областями в поясе возвышенностей позже всего оледеневшими и раньше всего освободившимися от ледяного покрова — были Свентокржизские Горы (24, 111), южная часть Краковско-Ченстоховской возвышенности (108) и холмы Слензы.

#### д) Развитие явлений во время отступления краковского оледенения

Отступление краковского оледенения совершалось совсем неравномерно и неоднобразно. Прежде всего, хотя и неодновременно, освободились от льда карпатское и судетское пригорья. Таяние возможно поступало здесь быстро, потому, что мощность материкового ледника была сравнительно небольшая (78). В карпатских долинах по мере отступления материкового ледника осадочный материал сносился реками, до сих пор запруженными, с участков неоледенелых, высоко засыпанных. Этот местный материал смешивался с ледниковым (смесь гравия) и отлагался на обнаженной и промываемой морене в виде ряда постепенно снижающихся конусов (78).

Процесс таяния льдов на возвышенностях, а особенно в Свентокржизских Горах подробно еще нам не известен. Не находим еще ответа на вопрос было ли это фронтальное отступление или же по причине меньшей мощности льдов над возвышенностями, а особенно над Свентокржизскими Горами наступило более раннее исчезновение ледяного покрова с возвышенных районов, а более долгое пребывание льда в снижениях котловинного типа в виде мертвых льдов (111). Во всяком случае здесь было иное течение процессов, связанных с рецессией материкового ледника, чем в котловине Сандомирской и даже в Карпатах. Разницы относительно Сандомирской котловины состоят в том, что в поясе возвышенностей рецессионные образования, встречаемые во всех долинах и понижениях, покоятся всегда на морене краковского оледенения. В этом отношении появляется сходство с условиями, обнаруженными в долинах карпатского Пригорья, с той однако разницей, что в поясе возвышенностей эти образова-



ния исключительно флювиогляциального происхождения, тогда как в районе Пригорья осадки смешанные гляциальных и карпатских вод.

О такой последовательности образований и течению явлений информируют наблюдения в бассейне реки Пржемши (67), Кобылянской долины (268), бассейнов Шренявы (101, 136), Ниды (24, 106, 146 — 149) и Опатувки (224).

В долинах пояса возвышенностей, обращенных к северу, течение процессов и явлений, связанных с рецессией краковского материкового ледника было несколько иное. Отступающий здесь материковый ледник был принужден подпруживать воды, текущие на север и вследствие этого очень частые на этой стороне осадки подпруженных озер фазы рецессии. Кроме того в бассейнах верхней Варты (197), Пилицы (106, 173), Каменной (224, 188), в проломе Вислы (228), в долине Вепржа (229) а Буга (6) с фазой рецессии связана аккумуляция флювиогляциальных песков, опережающая фазу расчленения и отпрепарирования старых долинных форм.

Воссоздание протекания процесса рецессии этого материкового ледника в Судетах весьма затруднительно вследствие неразграничения образований старшего и младшего оледенения. Во всяком случае с рецессией связана здесь не аккумуляция, но расчленение моренного покрова и подстилающих морену образований (17, 284, 301, 349, 375 — 378). Исключением, вероятно, является Еленегурская котловина, замкнутая проломами сужениями (326).

На Предгорьях и в пространной Силезской котловине весьма значительные остатки морен оледенения краковского — эльстер — отделены от морены оледенения варшавского I — заале — пластом песков и гравия весьма разной мощности. Это образование подстилает почти везде морену младшего оледенения, но связано оно скорее с периодом наступления оледенения варшавского I чем с рецессией краковского оледенения. Подтверждается это весьма сильным разрушением старшей морены и несогласностью залегания на ней или на моренном булыжнике этих песчаных образований.

Вообще обращает наше внимание удивительная диспропорция между протеканием и размерами аккумуляции во время наступления и отступления материкового ледника. На это обращал внимание уже Левинский (101). Несмотря на то, что во время отступления было значительно больше воды, происходящей с таяния льда, чем в период наступления, рецессионные образования имеют совершенно второстепенное значение в составе аккумуляционного покрова. Причиной этого вероятно было очень быстрое отступление материкового ледника, большое испарение, вызванное повышенным температурой, возможность впитывания воды отмер-



зающей почвой, сток вод в соседние бассейны, а также легкость их проникания в трещины разпадавшегося материкового ледника.

## 5. ОЛЕДЕНЕНИЕ ВАРШАВСКОЕ I

### а) Развитие явлений во время наступления материкового ледника варшавского I

Во время оледенения варшавского I материковый ледник за единственным исключением верхне-силезского участка, был задержан обращенной против него преградой гор и возвышенностей. По этой причине тающие воды не имели свободного стока на юг, а перигляциальные воды с гор и возвышенностей в северном направлении. Вследствие этого было засыпание долин и снижений, а также возникновение запруженных бассейнов также и в этом ледниковом периоде.

Материковый ледник проникший вглубь Судет, хотя бы и не так далеко как в предыдущей фазе, вероятно подпружил центральные и западно-судетские реки. Вследствие этого было засыпание отпрепарированных в большом интергляциале долин новыми речными и ледниково-речными осадками. Однако образования этого засыпания до сих пор не были выделены и отличены от осадков, отложившихся во время краковского оледенения.

По этой причине некоторые профили и обнажения цитированные выше при оговаривании краковского оледенения наверно будут отнесены скорее к этому оледенению. Выяснить эту проблему — может единственно подробное исследование форм четвертичных образований в Судетах.

Во всяком случае одно кажется быть неспорным, а именно: что в Судетах засыпывание, связанное с периодом наступления и остановок материкового ледника варшавского I оледенения, должно было быть также ограничено долинами, котловинами и больших размеров снижениями. Но на их предпольи зато, а особенно в котловинах Силезской и Рациборской, флювиогляциальные образования сплошным покровом разной толщины распространяются на поверхности всего дна. Отложились они из тающих вод приближающегося материкового ледника при большом участии вод и судетского материала. Это пески и слоистые алевроиты, мощностью до 40 м с большим содержанием переработанного третичного материала. На их неровной поверхности, часто нарушенной и поднятой давлением материкового ледника, залегает донная морена повторяющая подморенные денивеляции. Такая последовательность отложений обычна как в низменных местах Силезской котловины, так и в пределах Судетского предгорья (338, 339, 317 — 322, 340, 334, 335, 333, 350, 352, 357, 358, 336). Точно также в Рациборской котловине наступление мате-



рикового ледника оледенения варшавского I определила фаза аккумуляции гравиево-песчанистой (232, 286, 368), а в бассейне Цыны, вследствие затора вод материковым ледником, создано большое запруженное озеро (125, 127). Свидетельствуют об этом ленточные глины, встречающиеся здесь постоянно на одинаковой высоте — 210 м.

На соседних территориях Силезской возвышенности с периодом наступления материкового ледника оледенения варшавского I связывает С. Докторович-Гребницкий (67) верхнюю серию междуморенных образований состоящую из мелко и средне зернистых песков. А в части высотной, расположенной восточнее, материковый ледник подпружил из больших рек: верхнюю Варту, верхнюю Пиллицу, Каменную, Вислу вблизи Завихоста, а также воды верхнего Вепржа и Буга.

На основании скудных данных, касающихся четвертичных пород вышеперечисленных долин (45, 156, 197, 218, 224, 68, 188, 229, 68) можно говорить о фазе интенсивной аккумуляции, предшествующей и связанной с оледенением варшавском I. Ее протекание и размеры можно будет воссоздать лишь только после проведения подробных исследований. Во всяком случае поражает более слабое засыпание на возвышенностях долин в этом периоде, чем во время предыдущего оледенения, а также большое участие ленточных глин. Можно это объяснить тем, что во время оледенения варшавского I долины эти были засыпаны исключительно местным материалом, осажженным скудными перигляциальными водами. В периоде же старшего оледенения большое значение в засыпании долин имели флювиогляциальные образования обильно тающих вод.

На территории расположенной дальше от пределов этого оледенения, т. е. в Карпатах и Сандомирской котловине, а также на южных склонах Малопольской возвышенности, период этот отличался интенсивным выветриванием, напряжением солифлюкционных процессов и усиленной аккумуляционной деятельностью периодических рек. В долинах польской части Карпат появились в это время гравиево-глинистые покровы мощностью до нескольких метров (78). Рассеченные в периоде рецессии материкового ледника и разрушенные в интергляциале сохранились они до настоящего времени фрагментарически в виде террас. Террасы эти либо аккумуляционного характера, имеющие в долине верхней Вислы (94), Скавы и Рабы (78) относительную высоту от 6 до 9 м, а в долине Дунайца — 40 до 15 м (78), или же террасы скалисто-осадочные высотой от 15 до 20 м, над уровнем Вислоки, Вислока и Сана (78). В подгорной части аккумуляционный покров этих террас обычно прикрыт лёссом.

В Сандомирской котловине происходят из этого периода аккумуляционные отложения преимущественно песчаные, из которых построены террасы высотой от 10 до 15 м (136). С левой стороны Вислы обычно



прикрыты они лёссом, а по правой — их поверхность часто неровная вследствие эолового накопления песков в дюнные валы (296, 299, 300).

б) Развитие явлений во время отступления материкового ледника варшавского I

На территории южной Польши процесс отступления материкового ледника оледенения варшавского I можно изучать единственно в Силезии. Рецессия поступала здесь неравномерно, а остановки и повороты оставили многочисленные валы конечной морены. Кейльгак (70) отмечает в южной Силезии семь таких моренных валов, происходящих из периода предпоследнего оледенения. Эти данные были дополнены Ольбрихтом (160, 164), Бергом (375 — 378), Мейстером (356), Бером (9, 357), Финком (358) и Вольдштетом (274), а также в последнее время группой географов, производящих съемку, по поручению Польского Государственного Геологического Института, плейстоценовых образований восточной части Силезской котловины.

Конечные морены в Силезии не связались однако в какие либо поясы, которые соответствовали-бы рецессионным стадиям материкового ледника оледенения варшавского I. Многие из них возбуждают сомнения вследствие их необычной структуры (287). Часто представляют они из себя вздутия, построенные из подморенных образований, которые материковый ледник нагромождал, переходя дальше в своем наступлении на юг. Связаны они скорее с периодом наступления, чем с остановкой или осцилляцией во время отступления.

Среди типичных конечных морен преобладают морены напора. В виду такого положения вещей и исследований нельзя удивляться, что эти же валы могли быть иногда принимаемы разными геологами за конечные морены, за озы, кемы а даже за эрозионные остатки бывшего аккумуляционного покрова. Поэтому необходимы подробные и систематические исследования конечных морен Силезии и то независимо от геологических съемок.

Равномерно материковый ледник оледенения варшавского I оставлял волнистую донную морену и из нее построена преобладающая часть поверхности низменной Силезии. Этот моренный покров был целиком выравнен не только ледниковыми водами, но и более поздними денудационными процессами. Несмотря на это находятся здесь много мелких безсточных углублений, а также горбов и вздутий покрывающих под моренным покровом разной мощности пески. Вместо того поражает редкое выступление на донной морене флювиогляциальных образований, связанных с отступлением материкового ледника. Эти последние распространяются либо тонкими слоями и то на незначительном протяжении (363, 367 — 375) либо выступают в виде холмов и кемовых валов (278, 4, 363, 15). В Судетах, по мере отступления материкового ледника реки:



врезывались в моренный покров и подморенные осадки, а вне оледенелого района разрезывали речные аккумуляционные покровы, образуя террасы.

Во время разгребывания своих прежних долин эти реки иногда врезывались эпигенетически в скалистое основание; отсюда многочисленные явления эпигенетических проломов (236) неопределенного точно возраста (рецессия оледенения краковского либо варшавского I?).

#### 6. СТАДИЯ ВАРТЫ

Во время стадии Варты материковый ледник в Силезии был задержан недавно образовавшимся горбом Коцих Гор (21, 363, 364) и сильно нарушил отложения, из которых состоит этот горб. Отложения эти составляют третичные пески и гравий, также как и отложения старших оледенений (363, 364). На этих весьма интенсивно складчатых и дислоцированных осадках залегают плоско и несогласно донная и конечная морены варцянской стадии. Эти нарушения и сдвиги вообще частые в плейстоцене Силезии, в Коцих Горах становятся явлением чрезвычайно распространенным и обращающим внимание.

Из варцянского ледника тающие воды сплывали в южном направлении. Свидетельствуют об этом задровые конусы, распространенные у подножья Коцих Гор в направлении Вроцлавско-Магдебургской прадолины (363 — 365). Соединяются они здесь в одну террасу, высоту 8 до 10 м над уровнем реки Одера а значит на этом уровне скоплялись тающие воды в то время текущие в западном направлении. Эта прадолина тянется от бассейна Стобравы и Малой Панви параллельно Коцим Горам вплоть до Лужиц и дальше до Бремы (281). На участке от Ополя до Мальчиц пользуется ею Одер а дальше на запад ее широкое русло было засыпано мощными конусными осадками судетских рек в период последнего, низменного оледенения варшавского II. Нарушение первоначального профиля этой прадолины в окрестности Легницы Г е л ь п а н (62) приписывает тектоническим движениям. Террасовый горизонт, созданный судетскими водами и тающими во время варцянской стадии был прослежен лишь только на нескольких участках долины Одера (124, 5, 363 — 365).

#### 7. ОЛЕДЕНЕНИЕ ВАРШАВСКОЕ II

Последнее оледенение, названное Ш а ф е р о м варшавское II, не достигло территории южной Польши и расстояние его от этой территории увеличивалось значительно в восточном направлении. На западе же материковый ледник достиг Зеленой Горы, значит почти северной границы Силезии, но его грань пробегаящая через Плоцк, Млаву и Вильно, все более отдалялась от гор и возвышенностей. Расстояние Люблинской возвышенности от лобовой части материкового ледника равнялось в это



время около 300 км. Должно было это конечно повлиять на климатические и гидрографические условия южной Польши. В пределах перигляциального климата оказались тогда Судеты, не были им охвачены Карпаты и большая часть пояса возвышенностей. Шафер (257) на основании палеоботанических данных принимает существование в это время лесного климата, отделяющего карпатскую тундру от тундры арктической. Однако более высокие части Карпат находились тогда в пределах высокогорного климата (257) и благодаря этому происходили здесь процессы аналогичные перигляциальным районам, т. е. интенсивное механическое выветривание, солифлюкционные процессы и периодическая деятельность текущих вод. К этому периоду зачисляются в польской части Карпат щебни, солифлюкционные и дресвенные покровы, а также покровы аккумуляционные подстилающие дно долины. В постгляциальном периоде эти покровы были разрезаны и сейчас тянутся они вдоль рек в виде донных террас. В долине верхней Вислы высота этой террасы равняется от 2 до 4 м над уровнем реки (94), в долине Солы 2 до 3 м (261), в долине Скавы и Рабы 3 до 6 м, в долине Дунайца 6 до 20 м, в долине Вислоки, Вислока и Сана — 5 до 10 м (78).

В бассейне Одера с периодом последнего оледенения связаны образования „низкой террасы“, исследованной в долине Одера, вблизи Рациборжа (124), между Крапковищами и Ополем (5) и между Скорогощей и Вроцлавом (статья неопубликована). Эта терраса возвышается на 2 до 2,5 м выше уровня пойменной террасы. К этой-же группе принадлежат в долинах притоков Одера донные террасы высотой 3 до 5 м, прежде называемые „старо-аллювиальными“ (100, 301 — 379).

В Судетах особенно западных, а также на их предгорьях напряжение процессов, связанных с перигляциальным климатом должно было быть сильнее чем в Карпатах, по причине большого отдаления от материкового ледника. С этим-же периодом связаны солифлюкционные покровы, расположенные у горных подножий (2), щебень и выветрившие образования, а особенно глины, покрывающие склоны возвышенностей (301 — 379).

В Силезии с периодом этого оледенения связана еще лёссовая аккумуляция (301—379). Подтверждает это залегание лёсса не только на образованиях варшавского I оледенения но и также на разоренной морене стадии Варты в окрестностях Тржебницы и Глогова (21, 363, 364). Вблизи Тржебницы было обнаружено под лёссом, а на моренных осадках стадии Варты даже интергляциальное образование, содержащее фауну „теплолюбивых“ моллюсков (364).

Основываясь на этом можно было бы ожидать, что в Малопольской области по крайней мере часть лёсса того-же самого возраста. Однако Людвик Савицкий (228, 229), а вслед за ним и другие (68, 188) отно-



сят младший лёсс к центрально-польскому оледенению — варшавскому I. В поясе возвышенностей встречаются также и старшие лёссы и то над мореной оледенения варшавского I (188) и краковского (224). Это свидетельствует о том, что явление эоловой аккумуляции сопутствовало наступлению материкового ледника во время каждого оледенения.

Весьма обширной и сложной проблемой лёсса подробнее заниматься не буду, также как вопросом эоловых песков и континентальных дюн.

## V. ГОРНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Следы горных оледенений находятся на территории Польши единственно в Карпатах и Судетах, где ограничены они только до вершин. В польской части Карпат подверглись оледенению только Татры (2663 м), Бабья Гура (1725 м), Пильско (1557 м) и по всей вероятности Баранья Гура (1214 м), а в польской части Судет только Карконоши (1603 м). При рассмотрении этих оледенений ограничусь основными проблемами и сопоставлением главнейшей литературы. Проблемы эти касаются количества и предела горных оледенений, их возраста и отношения к низменным оледенениям, особенностей гляциального ландшафта и его генезиса, а также отношения к прегляциальным формам.

Подробное сопоставление до сих пор осуществленных исследований и мнений относительно оледенения в районе всех Карпат сделал Павловский (183), в части польской Климашевский (78), а в Судетах Ратсбург (205, 206).

### 1. КОЛИЧЕСТВО И ПРЕДЕЛ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Татры подверглись оледенению согласно Парчу (167), Галицкому (52) и Шафлярскому (261a) — троекратно, а по мнению Ромера (208) четыре раза. Ромер полагает, что первое оледенение (Н + 1) достигло даже Оравско-Новотаргской котловины и его следами были бы гравиевые покровы гронковский, сухогорский, домайский и морена шафлярская, обнаруженная Малковским (145a). Второе оледенение, обозначенное от покрова Гуркотного буквой „Н" достигло уже Подтатржанского рва, где долинны ледники соединялись в однородную подгорную подошву. Следующее оледенение Н-1 имело несколько меньший предел, а последнее Н-2 не подвинулось дальше устья татржанских долин. По мнению Ромера оледенения Татр опережали горообразовательные движения как в Татрах, так и на Подгале.

Пределы ледников в Татрах в выделенных Галицким трех ледниковых периодах в общем совпадают с пределами оледенения Н-1, Н-2. Образование, свидетельствующие по мнению Ромера о далеком протя-



жении оледенения Н-1, Галицкий признает флювиогляциальным осадком. Принимает он также иной ход горообразовательных движений на Подгале и не связывает с ними ледяных периодов.

В последнее время пытается Токарский (267) „определить показатель, на основании которого можно было бы наверняка отличить эрратические камни находящиеся в морене от галечника, характеризующего флювиогляциальные образования”. Обращает он внимание на окружность валунов и процентное отношение разных их размеров. На основании этого показателя характеризующегося иной кривой для моренных образований и отличной для флювиогляциальных, он, между прочим, считает материал в Шафлярах как моренного происхождения.

Следы оледенения на Бабьей Гурже, Пильску и Бараней Гурже исследованы и описаны Людомирком Савицким (225). Это небольшие ледниковые котлы со следами „смутонирования” („бараньи лбы”), ступенями и порогами, а также с грядами конечных морен. Савицкий находил на Бараней Гурже двенадцать каров на высоте от 1370 до 1600 м, на Пильску три кары, на высоте 1280 до 1410 м, и на Бараней Гурже один, неопределенный, на высоте 1080 м. Исследования Савицкого дополнил Павловский (182) отысканием на восточных склонах Пильска еще одного ледникового котла. Савицкий предполагал, также как и Парч, существование сначала фьельдового (плоскогорного) оледенения или карового, покрывающего вершину и склоны, а потом оледенения, ограничивающегося только до котлов, следами которого являются описанные выше формы.

На северных склонах Карконошей следы горного оледенения сохранились типично в виде шести ледниковых котлов, находящихся на высотах от 1180 до 1300 м а также валов и моренных амфитеатров сходящих вниз до высоты 900 м над уровнем моря. Эти формы и отложения прекрасно сформированы и сохранены, так что производят впечатление совсем свежих. Гляциальные ландшафты в Карконошах были обнаружены Парчем (167, 168). Принимал он существование в Карконошах двух оледенений: старшего — фьельдового, прикрывающего вершинную плоскую поверхность и младшего карового, длина языков которого достигала 2,5 км.

Формы и образования гляциальные Карконошей весьма подробно исследовал Берг (14, 343, 344). Нашел он следы только одного оледенения, только карового типа. Против фьельдового оледенения высказался также Ворм (280), но не совсем убедительно. В последнее время Рюль, а также Пригейсер (203, 205), предполагают существование в Карконошах более ранних оледенений, однако достаточно убедительных следов до сих пор не обнаружено.



## 2. ВОЗРАСТ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПАРАЛЛЕЛИЗАЦИЯ ГОРВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ С НИЗМЕННЫМИ

Три оледенения в Татрах во времени и по причинам соответствуют трем оледенениям на низменности. Параллелизация оледенений Татр с низменными была проведена Климашевским (74а, 78) на основании исследований в долине Дунайца, как в средней ее части (Татры), так и при устье (Карпатское Погорье). В долине Дунайца прослежено и обнаружено, что флювиогляциальные конусы на Подгале, которые связывает Галицкий (52) с максимальным оледенением Татр, переходят в образования высокого засыпания, которые на погорном участке сцепляются непосредственно с моренными образованиями максимального низменного оледенения краковского. Также со следующим оледенением в Татрах была проведена аналогия с младшими низменными оледенениями — варшавском I и II (74а, 78).

В Бескидах Савицкий (225) и Павловский (183) видели следы исключительно последнего оледенения (вюрм). Однако на основании свойств как морфологических (состояние сохранения форм и образований) так и геологическо-стратиграфических условий, а также и условий обнаруженных Съвидерским в Черногорже (246а) и наконец сопоставления с гляциальными явлениями в Карконошах, можно предполагать, что Бескиды подверглись оледенению скорее во время предпоследнего оледенения (78). Эта предпосылка однако требует подтверждения более подробными исследованиями, тем более, что некоторые формы принимаемые за гляциальные в сущности являются оползнями. Все исследователи соглашаются с тем, что ледниковые котлы и моренные валы в Карконошах относятся к последнему оледенению. Это подтверждается большой свежестью гляциальных форм и образований, а также отношением флювиогляциальных покровов к образованиям низменного оледенения в котловине Еленегурской (14, 168, 271, 343, 344).

## 3. ГЕНЕЗИС ЛЕДНИКОВЫХ ФОРМ И ЛАНДШАФТОВ

Ледниковые котлы в Бескидах и Карконошах создались главным образом по причине преобразования территории источников, особенно источниковых воронок действием фирновых и ледяных масс (166, 168, 182, 225, 343, 344). В Татрах же проблема гляциального рельефа и ее отношения к прегляциальным формам до сих пор не разрешена, несмотря на усиленные попытки (54, 208). Причиной было то, что большинство исследователей, занимающихся хронологией оледенений Татр работало преимущественно на их предпольи (Ромер, Галицкий, Шафлярский). Поэтому для самых Татр имеются наблюдения только Парча и некоторые обобщения Гадамского (41а) и Ленцевича (105,



105a). Подробную морфологическую съемку Татр, начатую в 1934 г. исследованием затвора долины „Бялой Воды” в Высоких Татрах (79), продолжаю вести с прошлого года. На основании существующих до сих пор исследований можно предполагать, что гляциальные формы (ледниковые котлы, висящие долины, пороги, долинные и вершинные уровни), расположены прегляциальным рельефом, нормальное развитие которого было задержано в гляциальных периодах благодаря консервирующей, но и преобразующей, деятельности ледников (209), а продолжалось в интергляциальных периодах (78).



Mieczysław KLIMASZEWSKI

## THE PROBLEMS OF THE PLEISTOCENE IN SOUTHERN POLAND

(with 1 pl.)

### SUMMARY

#### Abstract

Contrary to Northern Poland, its southern part is covered of thin and discontinuous Pleistocene sediments. It was the configuration of the substratum which exerted the essential influence upon the extension of the Pleistocene sediments and the degree of their conservation. Here can be distinguished three types of landscapes: the Mountains, Southern Uplands with Piedmont areas and Southern Basins.

In Southern Poland in eastern part it can be found the morphological und stratigraphical proves of only one glaciation and two in the western one. First of them corresponds to Cracovien (Elster) although can be admitted the existence of still older one. This glaciation reached the Sudetic Mts., Moravian Gate and Carpathians. It covered Beskids up to the height of 420 m.

The next glaciation i. e. Varsovien I stopped at the margine of the Southern Uplands, entering more southward — the Silesian Lowland — and leaving there several recessive moraines.

During the Varsovien II all southern Poland was free of ice, only Sudetic Mts. were in the range of periglacial climate. The loess of Silesia was deposited in these times. The traces of mountainous glaciation can be found in Carpathians and Sudetic Mts. The glaciations of Sudetic and Carpathians Mts. (in Tatra one distinguish 3 or even 4) are simultaneous with Cracovien and Varsovien in the Northern Plains.

Two large landscape regions may be differentiated within Poland's territory. Northern Poland is built up of exclusively Quaternary deposits and the morphological features of the country are due to the glaciation. The pre-Quaternary relief prevails within the southern part, and the Pleistocene deposits overlay it only with a thin and not uniform cover. Owing to the above many Pleistocene problems must be considered in every one of the above mentioned areas from different viewpoints.



The phenomena and processes bound with the glaciation took place in the north in a rather free way; the glaciers did not meet any more important terrain obstacles and their water could be easily widespread. On the other hand the morphological predisposition in the southern part played a very important role. The course, direction and even the extent of the glaciation depended upon the morphology, and the outflow of the melting waters was conditioned by the depressions and old valley forms. These differences authorize us to examine many Pleistocene problems within the Southern Poland's territory in a different way.

The relief of Southern Poland is not uniform. Within its limits are met areas possessing different absolute and relative altitudes, of a various geological structure, different relief and morphological past (75, 105). We may differentiate three principal types of landscape, namely: the mountains, uplands and lowlands. The mountainous landscapes are to be found in the Carpathians, Sudetic Mountains and Święty Krzyż Mountains. Uniform upland areas must be differentiated in the upland zones, dissected by deep valleys from the dismembered uplands where small outliers, ridges and hills rise over the vast depressions. The first group is represented by the Carpathian and Sudetic Mts. hill-land and the Lublin, Opatów, Suchedniów and Cracow—Miechów uplands. To the second belong the Opoczno Hills, Nida Basin, Śląsk Upland and the Sudetic Uplands. The Sandomierz, Oświęcim—Racibórz and Śląsk Basins, at last, possess features of a lowland landscape.

Every one of these types has created unlike conditions for the development of the glaciation and of the course of processes bound with that phenomenon. Every part of these regions has given various possibilities for preserving the Quaternary material. These deposits have been much better preserved within the widespread lowerings than in narrow river valleys, better upon widespread and flat uplands, than on steep hills or stretched ridges. Owing to the above the problem of the pre-Quaternary surface in southern Poland deserves first rate attention.

## I. THE SUB-QUATERNARY SURFACE

The sub-Quaternary surface of Southern Poland is in general identical with the surface of to-day. It is covered under the Pleistocene deposits, besides the loess terrains, only in ravines, lowerings and narrow river valleys.

Within the Carpathians and Sudetic Mts. the rocky valley bottoms are covered and filled with deposits of river accumulation from several to ca 100 m thick (41, 78, 299, 301—379). The sub-Quaternary bottom in the Sandomierz Basin lies at a depth of 10 to 20 m (12, 222). It is found at the same depth in the eastern part of the Oświęcim—Racibórz Basin (31), but in the western part the thickness of the Pleistocene bottom deposits reaches



up to 100 *m*, and near Rybnik even to 150 *m* (150). The thickness of the Quaternary cover in the Silesian Basin is not greater than 50 *m* (39). All lowerings in the upland area and the valley's bottoms are also covered by Quaternary deposits. They disguise the preglacial relief which is characterized by a much greater variety and more considerable denivelations, than the present relief. We know on the basis of bore-holes that the sub-Quaternary rocky bottoms occur several, and sometimes several tenth of meters below the bed of the to-day's rivers (68, 24, 224, 67, 107, 216). We find an example of a good working out of that problem for the upland area in the „map of the Pleistocene substratum in the Łędziny neighbourhood drawn out by R. Krajewski on the basis of a great number of bore-holes (89). We might get a very interesting picture of the pre-Quaternary relief, owing to maps of such a kind.

## II. THE NUMBER OF GLACIATIONS IN SOUTHERN POLAND

We have upon the area of Southern Poland distinct traces of two glaciations in the western part, and of one — in the eastern part. The character of proofs is stratigraphical, as well as morphological.

In the eastern part of Southern Poland there occurs only one layer of boulder clay which is quite doubtless. This proves the presence of iceland which reached the border parts of the Carpathians within the period of the Cracovien Glaciation (L<sub>3</sub>, 123; Carpathian, 226; Elster's, 55, 275). The ground moraine of that glaciation has been preserved in the shape of a typical boulder clay only within the ravines, valleys and wide lowerings. Within the hill-land, hills and small upland outliers it had been mostly washed out and is represented in most cases by erratic boulders.

In the western Silesian part of the area a greater number of morainic layers was found. In certain places in Upper Silesia there occur five moraines separated by beds of sand (150). Three morainic beds were found in most cases within the Racibórz Basin. The two lower ones are bound, according to the profile in Gościęcín which includes interglacial deposits, with the Cracovien Glaciation, and the upper bed — with the next glaciation, Varsovien I (1, 232, 286). No more than two morainic layers, separated and underlain by sediments of flowing waters (265, 350, 352, 358, 2, 39, 44a, 349, 366) have been proved in the Silesian Basin and in the border part of the Central and Western Sudetic Mts. Tietze (265, 333) connected the upper boulder clay which builds up the surface of the greater part of the Silesian Basin with the Saal Glaciation (Varsovien I), and the lower, washed out one, with the Elster (Cracovien) Glaciation.

The inter-morainic deposits are mostly a barren sediment (gravels, sands, silts, clays) and it would not be proper to accept repeated glaciations on the basis of their occurrence; they could be sedimented during the interglacial



breach, as well as during the interstadial one and even correspond to oscillations of the glacier terminal part. Owing to the above, in case we want to admit two or more glaciations, either distinct differences of the petrographical compositions of the moraines must be proved, or one must find in the intermorainic deposits an interglacial flora or fauna, which is the most convincing. Other criteria, like a different colour of the moraine, the washing out of the moraine or its weathering do not prove yet the interglacial breach.

The points with interglacial flora are unfortunately very few in Silesia and they were not all worked out properly enough. The best known, and worked out many times, are the interglacial deposits in Imbramowice. They have been allocated by German, as well as by Polish scientists to the Interglacial Masovien I, rather on the basis of the character of the flora, than of geological data (50, 57, 88, 185, 341). The interglacial in Gościęcín has a better stratigraphical situation, as it is represented by deposits underlain by the moraine and also covered by the moraine. Unluckily the plant material was collected and worked out in a careless and ignorant manner (232) and that must be done again as this material is fully examination worth. The interglacial from Gościęcín has been placed on the basis of geological relations within the Masovien I period (1, 232). The interglacial fauna was found and worked out by Bau (7) in the neighbouring Pawłowiczki. The point with fossil flora in Janowiec near Bardo is also known, but its stratigraphical allocation has not been yet defined (285, 243). In the north-western part of the South Polish Upland, which was also subject to a twofold glaciation, the interglacial flora was proved in Dzbanki Kościuszkowskie (185, 197), Szczerców, (185, 197), Olszewice (173, 174), Barkowice Mokre (120, 173) and in Bedlno (173, 254). The points with interglacial flora permit the admittance of a twofold glaciation in the SW Poland. This idea is supported by investigations concerning the boulder index in the younger and older moraines. The studies of Hese man (63, 370) and of Milthers (47, 153, 155) prove, that within the older moraine in Silesia (Cracovien) prevail crystalline rocks from the Aland islands, Finland and Central Sweden, and within the moraines of the younger Glaciation (Varsovien I) — from the area of southern Sweden and the Baltic sea.

The age and position of boulder clays were also often defined on the basis of its colour. The following types were differentiated: the older grey moraine and the younger — rusty-coloured or brownish (red). This kind of criterion, however, proved to be deceitful for Southern Poland. In many outcrops the grey moraine passes without any distinct border line into the rusty one. It may be supposed, on the basis of data concerning the extent of the lower moraine and its petrographical composition, and also of the interglacial flora found in the inter-moraine deposits, that the lower moraine was left within the Silesian area, as well as within a part of Southern Poland one by the Craco-



vien glaciation. On the other hand the upper moraine, which is very well preserved in the Silesian area, originates from the Varsovien I Glaciation which did not enter the South Polish area.

In order to confirm this supposition the morphological criterion may also be used. It was applied to Poland's landscape by Ludomir Sawicki (226) and was proved as being very just. Let us compare the state of the landscape conservation with the deposits of the glacial and fluvioglacial origin in two units corresponding from the physiographical viewpoint: in the Sandomierz and Silesian Basins. The ground moraine in the Sandomierz Basin has been preserved in the shape of a few and small outliers, and only in upland areas, far from the rivers. In the Silesian Basin the ground moraine overlies nearly the whole bottom as a compact cover, and only large rivers were able to cut there their wide valleys. We find here within the moraine numerous depressions, often without any exterior drainage, which cannot be found in flat morainic area of the Sandomierz Basin, where we also find neither ridges of the terminal moraine, nor eskers and kames. All these forms are to be found in the Silesian Basin, though they are lacking there the character of expressiveness and freshness which they possess within the glaciated area in the latest period, i. e. during the Varsovien II Glaciation.

The whole above argumentation makes us accept the fact of a twofold glaciation of the Silesian part and it proves that the second glaciation was one interglacial younger than the one, the traces of which are preserved in the eastern part. In Southern Poland therefore the Cracovien (Elster) Glaciation was the oldest. There are geologists, however, who accept a still older glaciation. They base their supposition upon the following facts:

1. the occurrence of the moraines under stratified deposits covered with the moraine of the Cracovien glaciation (Lewiński, 111, 114; Premik, 197; Sawicki, 228, 229; Łyczewska, 136);
2. the occurrence of glacifluvial deposits under a series of sediments bound with the Cracovien Glaciation (Jahn, 68; Pożaryska, 188);
3. upon climatic changes noted owing to the character of the flora underlying the sediments bound with the Cracovien Glaciation (Szafer, 253), and at last:
4. upon the existence of periglacial deposits (loess, solifluction covers) older than the Cracovien Glaciation (Czarnocki, 23, 24).

The acceptance of a glaciation older than the Cracovien by Szafer (253), who calls it the Jaroslavién glaciation, suggests some doubts caused by an insufficient accuracy of the geological research (184). Proofs quoted by other geologists are also not sufficiently convincing and give the possibility of another interpretation of the facts. This is first of all caused by the lack of proofs as concern the interglacial position of inter-morainic deposits,



or the combination of profiles and joining the outcrops lying at a certain distance from each other into one "synthetic profile".

The existence of a separate glaciation in Southern Poland, which would be by one interglacial older from the Cracovien Glaciation, has not yet been finally proved. This is why the working out from the geological viewpoint of the profile in Hamernia, upon which Szafer has based his opinion, is indispensable. Until this is done, or until another, unquestionable interglacial deposit is discovered, the number of the glaciations in the southern part of Poland must be limited to one only. No traces of a glaciation older than Cracovien-Elster have been found in the Silesian area either.

### III. EXTENT OF GLACIATIONS

#### 1. EXTENT OF THE CRACOVIEN GLACIATION

The Cracovien glaciation within Poland's territory has reached up to the Carpathians, Moravian Gate and Sudetic Mts. Its reach within the Carpathian sector was reconstructed on the basis of the dispersion of erratic boulders. As the geological research progressed, especially those concerning the Quaternary, the southern border of the Cracovien Glaciation was removed further and further on within the area of the Carpathian Hill-land (129, 380). The discovery of the erratic material not only in the valleys, but upon the summit surfaces as well, at an altitude of mostly 360 to 380 *m*, and in the Wisłoka drainage basin even at an altitude of 420 *m*, proves that the inland ice did not enter deeply into the Carpathians by means of lobes, as was formerly supposed (129), but that it had covered a wide belt of the Carpathian Hill-land and had stopped only upon the Beskids, or the higher parts of the Hill-land area. The scope of the Cracovien Glaciation in the Carpathian sector was stated in my previous works (73, 78) and therefore I shall not discuss here details of this problem. I only want to add that several new completing facts which might correct the course of this border line within the Przemyśl neighbourhood have lately been given by J. Wdowiarz (272).

The fixing of the extent of the Cracovien Glaciation in the Sudetic sector meets great difficulties. The inland ice has covered the present Czechoslovakia territory until the Moravian Gate, it crossed the watershed of an altitude of 340 *m* and its waters have supplied for a certain time the Danube drainage basin (38). In consequence the border of the older glaciation runs through the land of Jesioniki up to Opawa and Złote Mountains (1, 47, 58).

The erratic material found in the border part of the Eastern Sudetic Mts. is considered unanimously as the remains of the Cracovien-Elster Glaciation. The matter of that glaciation extent in the remaining parts of the Sudetic Mts., on the other hand, becomes very complicated. One part of the



German geologists accepted the cover of the Hill-land and the penetration into the Central and Western-Sudetic Depressions of the Saale (Varsovien I) Glaciation, while others considered that this was the Elster Glaciation and, as results from the preceding chapter, the most probable is a twofold glaciation. Owing to such a discordance of opinions and to the lack of any data as to the reach of particular glaciations and impossibility of separating deposits of the older and younger glaciation, we must restrain the problem to only fixing the southern reach of erratic boulders without precisising the period during which they were deposited here. The border line fixed according to the dispersion of the boulders may be even identical with the extent of the Elster-Cracovien Glaciation, however, owing to the more and more strongly established opinion about the further extent of the Elster (Cracovien) Glaciation in the Sudetic Mts., than in Saale (Varsovien I) Glaciation.

The inland ice in the Sudetic Mts. as well as in the Carpathians, was adjusted to the configuration of the substratum and this dependency very distinctly reveals its vertical and horizontal extension. In places where the Sudetic Mts. rise over the folded foreland by means of a steep scarp of the Złote and Sowie Mountains, it rose upon the slopes and reached an altitude of 500, and even 600 *m* (1, 36, 269, 2). In the NW upland part of the Sudetic Mts. the ice has reached still further and covered the Wałbrzych (302, 349), Bolków (328, 346, 362), Kaczawa and Izera (329—332, 366, 376—378) hills finding a final rest only upon uplands over 600 *m* high. Its depressions at last reached far into the Sudetic Mts. into the Klodzko (269, 358, 379), Krzeszów (328) and Jelenia Góra (360, 343—345) basins.

The much more considerable altitude of the erratic material reached in the Sudetic sector, as compared to the Carpathian one, may be explained by a greater impounding upon the Sudetic slopes which are protruded northward further on, than the Carpathians. The acceptance of a more considerable uplift of the Sudetic Mts. after the glaciation period (284, 288a) finds no convincing proofs.

## 2. THE EXTENT OF THE VARSOVIEN I GLACIATION

When defining the extent of the Varsovien I Glaciation (Central-Polish Glaciation, 266; L<sub>1</sub>, 123; Saale, 55, 275) were considered the stratigraphical criteria, as well as the occurrence of a well preserved upper morainic layer, and also morphological criteria, i. e. the occurrence of the terminal moraine ridges, eskers, kames, post-lacustrine depressions and similar forms, completely unknown from the Cracovien Glaciation area. In spite of the above the fixing of the extent of the Varsovien I Glaciation represents great difficulties. We are already acquainted with the situation within the middle and eastern Sudetic sector, where the limits of the Cracovien and Varsovien I Glaciations



has not been yet defined. We find greater possibilities of differentiating the deposits and accordingly fixing the glaciations limit eastward from the Nysa Klodzka within the Eastern Sudetic Foreland. The Varsovien I — Saale Glaciation had a more limited reach here than the Cracovien one and it did not reach the mountains scarp. The widest spread of that inland ice within the Nysa Klodzka drainage basin is visible in the Otmuchów terminal moraines (10, 274, 358). Their petrographical composition being different than that of the ground moraines preserved directly at the Sudetic feet, as well as their considerable freshness of forms not met within the older glaciation (10, 358), prove about the belonging of this morainic belt to the Varsovien I — Saale Glaciation.

The enclosed map represents the probable, and in certain cases the doubtless extent of the above glaciation upon the area of Southern Poland. When fixing that border line I based it upon the present detailed elaborations (1, 127, 161, 274, 275, 390, 141, 158, 144, 137, 67, 247, 226, 154, 219, 224, 283) and upon the maps, mostly general ones, issued lately by the Geological Survey of Poland (383, 384, 385).

The tracing of the Varsovien I border reveals distinct relations between that glaciation extent and the formation of the terrain. The inland ice terminal part was either leaning on the mountains (Sudetic Mts.) and the upland scarps (the Chain Jura Cuesta, the Końskie Hills, the Opatów Upland, the Lublin Upland), or taking advantage of the inland ice lowering, it protruded the lobes southward (the Silesian and Nida Basins, the Vistula lowering and probably the Bug lowering). It may be admitted, according to data relating to the extent of the glaciation within the Varsovien I period, that the inland ice covered only the Silesian part of the upland area, but it did not cross the South Polish belt of the Uplands.

### 3. EXTENT OF THE WARTA STAGE

A very distinct bipartition of the Varsovien I Glaciation is to be noticed in Silesia. The proper Varsovien I Glaciation of an above mentioned strike, represented an older phase, but the younger stage, separated from the older by a cold interstadial, had a small extension. It is characterized by a much fresher and much less devastated post-glacial landscape. The name of Varsovien II would be the most suitable for this stage, if it were not used for the definition of the last glaciation.

The extent of this stage within the Silesian area is generally identical with the strike of the Kocie Góry and it is stretched from Mużaków through Żary—Kozuchów—Nowe Miasteczko—the Dalków neighbourhoods—Rudna—Wińsko — Rościszewice — Trzebnica — Twardogóra and up to Syców (21). The terminal moraine of this stage is characterized by a striking continuity



and a very frequent phenomenon of the piling up of older deposits; this concerns the Tertiary—as well as the Quaternary ones (355a, 38, 363, 364). The extent of the Warta Stage eastward from Syców has not been yet traced well enough.

#### IV. PHENOMENA AND PROCESSES ACCOMPANYING GLACIATIONS

##### 1. PROBLEMS OF THE CLIMATE

The glaciations result from the climatic conditions growing worse and worse as the inland ice became extended. The climatic relations and the long lasting change for the worse have decided about the dimensions of the glaciation and its course. At least three periods may be differentiated within each glacial, not counting stadial oscillations, viz.: a) the long lasting period of the growth and thrust of the inland ice, b) the short period of its maximal extent, and c) the relatively short period of recession and melting. These ideas were introduced into our science by W. Szafer (251); he has preceded the letter L, meaning glaciation, by the letter T (transgression of the inland ice), or R (recession of the inland ice).

The climatic conditions within the territory of Southern Poland were subject during each glaciation to considerable and unceasing changes: they were made worse during the development period and improved during the decline of the glaciation. This is the one fact to be remembered. The second is still more important, namely in relation to different extents of the glaciations, the climatic conditions were probably different within the non-glaciated parts of Southern Poland within every one of the glacial epochs, and they also differed in the eastern and western parts.

One may conclude about the climates of the glacial periods, their properties and dimensions of worse conditions on the basis of: a) flora and fauna fossil relics, b) certain geological phenomena and morphological processes, and c) comparing and looking for analogies with climatic conditions of the present periglacial areas.

I take into consideration all the above data (78) when I reproduce the Carpathians climate during the three glacial periods. At the time of the two older glaciations the Carpathians were within the reach of the periglacial climate, and during the Varsovien II Glaciation period there prevailed the high mountains climate (257). Szafer (257) gave an excellent opinion concerning the Carpathian's climate within the period of the last glaciation on the basis of the composition and character of the fossil flora found at Krościenko and Roztoki. Various climatic conditions in particular glacial periods are to be noticed as well in the Sudetic Mts. This was used to explain the lack of traces of older mountainous glaciations. (14, 15). The mountainous glaciers



in the Sudetic Mts. could not occur according to Berg, within the period of the Elster and Saale Glaciation, as they were at that time within the reach of a dry, periglacial climate. Advantageous conditions have occurred only within the period of the last glaciation which resulted in the shape of fresh glacial forms and deposits in the Karkonosze Mts.

Rühl (213) is of a different opinion; he does not exclude the possibility of finding in the Sudetic Mts. traces of older, and especially of the last but one glaciations.

Let us consider now the different kinds of data which may enable the knowledge of climatic conditions within the particular glacial periods. The climatic conditions within the Cracovien Glaciation are only characterized by the fossil flora from Krystynopol, worked out by Szafer (250).

Several points with fossil flora originate from the period of the next glaciation (Varsovien I). This is a vegetation of the mixed, arctic-mountainous tundra which characterizes well the cooling of the climate in Southern Poland. Here belong the fossil relics from Walawa (97, 78), Łęki Dolne (259), Ludwinów (121) and Milowice (87). They occur at Milowice within the deposits bound with the overthrust of the Varsovien I inland ice (67); at Łęki and Ludwinów they are situated within the solifluction deposits, and other ones occur in the deposits of the Carpathian rivers.

We possess again several points with flora from the period of the Varsovien II Glaciation which had not reached the territory of Southern Poland, but was, from the climate viewpoint, very well distinguished in the vegetation cover and in the run of the morphological processes. We are informed about the climatic conditions in the Carpathian Mountains owing to high mountains flora relics within the solifluction deposit in Krościenko (257), and the flora relics occurring within the lacustrine marls at Roztoki near Jasło (256, 260) and also within the river deposits in Walawa and Barycz (97), tell us about the climate within the 200 m lower hypsometric stage.

## 2 THE PERIGLACIAL PHENOMENA

As the investigation progress, and the number of more and more precise observations of the Quaternary deposits increases, the knowledge of phenomena related and depending upon the periglacial climate increases too. To these phenomena belong: the solifluction ones, those of structural soils, „Brödelböden“, crevasses or frost wedgings, screes and rocky forms.

The solifluction deposit, 10 m thick and including a rich Dryas flora, was found at Krościenko and described in a thorough way by Klimaszewski, Szafer and Szafran (257). The variety of the material and vegetation in that profile may be explained by a once deeper, and then



again more shallow degelation of the weatherings, i. e. by climatic oscillations during the period of the last glaciation.

The thick solifluction cover at Sromowce Wyżne (Międzypotocze), overlying the clays with the interglacial (35, 78) flora belongs to the same age.

The solifluction material at Łęki Dolne includes remains of the tundra vegetation from the Varsovien I (259) Glaciation period. The solifluction deposit from Ludwinów near Cracow, which was formerly considered as the Cracovien (99) Glaciation moraine, and the barren screes, as well as the boulder horizons lying upon the old Pleistocene terraces under a loess cover (78), probably belong to the same period. The considerable number of such discoveries authorizes us to admit the solifluction as a phenomenon being universal within the Carpathian area during all the glacial periods, with an utmost force at the time of the Varsovien I (78) Glaciation.

The screes covers of a solifluction origin, from 2 to 7 m thick, in the Święty Krzyż Mountains, cover the slopes of mountains and hills (23, 24) of an altitude of over 300 m. To the same group belong as well the yellowish, unstratified clays with numerous boulders and quartzite and sandstone pebbles lying under the sands and glacialfluvial gravels. Czarnocki considers them as corresponding to the oldest glaciation.

The solifluction processes were already very common in the Sudetic Mts. The debris cover over the slopes of the Sowie Mountains, reaching far upon their flat foot, is of a solifluction origin. Arnold (2) binds this deposit, in accordance with the relation to the moraine and loess, with the Warta stage, or with the period of the last (Varsovien II) Glaciation. Analogical deposits are spread at the foot of the Złote (10) and Bardo (17, 284) Mountains, upon the Karkonosze slopes, (165 205) and in Śleża (231).

The polygonal soils (stony rings and garlands) which were found in Karkonosze (20, 125, 231, 269a) and in the Tatra (68a) are considered as the result of forces operating to-day, though partisans of their Pleistocene origin are not lacking (44).

Little attention was paid in our country at the phenomenon of „Brödelböden“ though it is of a great importance in the matter of reconstructing the climatic conditions. I was able to observe the Brödelböden occurring during the last glaciation in the gravel exploiting pit near Cracow. Kuźniar (99) describes two outcrops in Mydlniki near Cracow; it was also often found in Silesia (125). Little attention was also paid to the frost crevasses. Several points of their occurrence in Silesia were given by Zeuner (288) and Arnold (2). The geologist, who was lately busy with the registration and a systematic investigation of these phenomena, is A. Jahn.

The age of these phenomena is not easy to be defined. They have probably occurred within the period of the last glaciation. With the same period one



must also connect the occurrence of the rocky screes which have outlasted owing to advantageous orographic and climatic conditions in the top parts of the mountains. To the best known belong the "residual boulders" in Łysogóry (130) and the screes upon Babia Góra (76) and Śnieżka (20, 231, 37). According to Łoziński (131) they must be considered as the product of a mechanical weathering in the periglacial climate. This opinion, based on the great role played by the petrographical structure and conditions, is most popular to-day.

### 3. HYDROGRAPHICAL PROBLEMS

During the slow thrust of the inland ice, there prevailed waters of an extraglacial origin, but within the recession period — waters from the melting iceland (semiglacial?). This is the first important moment.

The second — is the problem of the morphology of the substratum in front of the advancing or receding inland ice. The Scandinavian inland ice advanced contrary to the slope. Its bottom was situated upon the area of the bent downward Fennoscandia from 600 to 800 *m* below the present sea level (49). During the period of its maximal extension it had reached the Carpathian slopes to an altitude of up to 420 *m*, and upon the Sudetic slopes even to 590 *m*. The difference of the altitudes amounts to over 1000 *m*. The iceland could overcome it by swelling and rising its surface in Scandinavia to an altitude of about 2600 *m* over the sea level of these times (49). The matter is different as concerns the glacial waters. The waters flowing down from the inland ice could be spread widely upon flat, lowland terrains; on the other hand within areas of a slope distinctly contrary to the glacier movement they probably gathered at its terminal part, and even they had to find some ways of outflow in the crevasses of the ice (49, 74). A normal, free outflow could take place only upon very small areas, sloping in accordance with the movement of the glacier.

The outflow of the extraglacial and periglacial waters represents thus a very important problem. They probably ran in accordance with the preglacial disposition, using their old channels northward, where they met the ice barrier. They probably joined and mixed there with the glacial waters. The advance of the ice southward caused a constant rise of the erosion basis and the accumulation of the preglacial rivers. But during the recession of the iceland the basis turned northward and became lower and lower. According to the above it can be admitted, that at the time of the overthrust of the inland ice and during the halting stage the accumulation took place and the periglacial area was filled up, but during the recession, after a short period of accumulation, there occurred the washing out and the dissection of the uncovered surface.



It is worth considering what were the possibilities in the area of Southern Poland for the development of the hydrographic conditions. All valleys in the Polish part of the Carpathians are opened northward and this was also the direction of the periglacial waters which joined only within the sub-Carpathian subsidence basins. The same may be said about the Sudetic Mts. and the analogy is still greater as their waters gathered within the Silesian basin. In the area of mountains and basins, therefore, one must expect an impounding of the periglacial waters by the icy barrier moving southward. On the other hand we find in the belt of uplands and in the Święty Krzyż Mountains valleys directed northward, and southward as well; this must be distinguished in the course and sedimentation of the waters. The impounding of the waters ought to be limited to the northern basins, as in the valleys directed southward they could outflow quite freely.

#### 4. CRACOVIAN GLACIATION

##### a) Development of phenomena in Carpathian and Sudetic valleys and in Piedmont Basins during the advancement of Cracovian inland ice

After considering the theory let us examine now the observed facts. Traces and remains of a high accumulation with the local river material have been proved in all west Carpathian valleys (upper Vistula, Skawa, Raba, Dunajec, Wisłoka, Wisłok, San) and in the valleys of their tributaries. It reached within the Skawa and Raba valleys from 20 to 35 *m* of altitude over the present bottom, in the Dunajec valley — up to 80 and 120 *m*, and in the Wisłoka, Wisłok and San valley an altitude from 40 to 50 *m*. The local, Carpathian material (gravels, sands, clays and loams) takes part in this accumulation and the river formations overlap mutually with the glacial deposits only in the part of the Hill-land which was covered by the Cracovian inland ice. This is the reason why the high accumulation was bound in time and casually with the Cracovian Glaciation (78). The filling up of the Carpathian valleys occurred first of all within the period of the overthrust of the inland ice. This is proved by numerous outcrops within the area of the Carpathian Hill-land where river sediments always lie under deposits of glacial origin; these sediments are exclusively of Carpathian provenance and their thickness amounts from ca 20 to several tenths of meters. Such a succession of the deposits was also proved in the Sandomierz Basin (27, 72). Upon an uneven substratum composed of the Miocene clays and below the ground moraine, there lie enormous masses of stratified sands and silts sedimented by mostly Carpathian waters during the approach of the inland ice.

In the Sudetic Mts. the problem of the accumulation within the Cracovian Glaciation period has been neither solved, but even not set. The German geologists paid much more attention to the petrographical features of these



deposits, than to their stratigraphy and this is the reason why, meeting certain difficulties they did not separate fluvial, submorainic sediments from the supramorainic ones (301—379). The twofold glaciation of the marginal parts of the Sudetic Mts., not considered at the separation and dating of the sediments, made impossible, besides an exact reconstruction of this phenomenon. It is possible to prove at the most on the basis of a very poor observation material that the Sudetic valleys and ravines were filled up by an accumulation. We do not know on the other hand whether they were highly filled up only once or twice, neither with which glaciation are connected the remains of the accumulation covers so far recognised.

It results from the above that the inland ice overthrust was preceded by a very intensive accumulation of periodical mountainous rivers not only within the Carpathians, but within the Sudetic as well. This accumulation caused the filling up of the valleys and basins with river sediments of a local and lacustrine (deposited in ice-barred lakes) origin and over them only was sedimented the moraine and the glacial deposits (17, 2, 301, 302, 236, 346, 366, 247, 328, 345, 328, 345, 360, 376—378, 330). The glacial deposits were never deposited directly upon the rock bottom within the Carpathians, and also in the Sudetic valleys and depressions.

The few above quoted data let us accept, it is true, the filling of the Sudetic valleys and basins but they give no possibility of the reconstruction of their course, neither of getting acquainted with its reach and thickness. Besides, considering the twofold glaciation, it is possible to expect two accumulation cover sput into each other and overlapped directly with the glacial sediments. The younger cover can include in such a case within the submorainic series the northern material upon the redeposited bed.

The same succession of phenomena as we find in the Sandomierz Basin, may be expected in the Silesian Basin i. e. an accumulation preceding the advance of the inland. One must remember, however, that the Silesian Basin was subject to glaciation twice and that during the younger glaciation the older deposits were not only covered, but also destroyed; only a few remnants, and not quite certain, of this moraine are known from within the whole basin, and this is why sands and gravels of a local origin lie only at the feet of the Sudetic Mts. near Glucholazy under the older moraine (1).

We possess more data for the Racibórz basins. In numerous bore-holes were proved, under the moraine of an older glaciation, sands and gravels including the erratic material from 6 to 14 *m* thick. They were sedimented by melting waters of the advancing Cracovien inland ice (232, 368).

In the upland belt (the Silesian, South Polish and Lublin Uplands) the succession of the Pleistocene deposits is different in the open valleys, south-



ward from the Oświęcim and Sandomierz Basins, than in the valleys directed northward.

**b) Development of phenomena during the advancement of the Cracovien inland ice in valleys cut in southern slopes of the Uplands belt**

The comparison of observations carried out in the Przemsza (107, 67) and Kobyłańska (268) valleys, as well as in the drainage basin of Szreniawa and Nidzica (101, 136), and also Nida (22, 23, 24, 146—149) and Opatówka (224) prove, that the valleys of the southern slope of the South Polish Upland were nearly exclusively filled with glacial deposits, even before the glacialiation of the area deposition of the ground moraine. The glacial deposits and gravels were brought in by melting waters of the advancing ice since the moment it crossed the upland watershed. The course of the waters was in conformity with the valleys slope and it was probably endowed with a mighty transport power. We suppose, that owing to the above, the river material of a local origin was not saved at the bottom of the glacial deposits. It occurs within the glacial deposits, however, in a rather large quantity and it even prevails sometimes over the erratic material.

**c) Development of phenomena during the advancement of the Cracovien inland ice in valleys cut in the northern slopes of the Uplands belt**

A similar succession of phenomena and deposits, as in the Carpathian area, might be expected within the valleys directed northward, namely: the filling with a coarser material during the slow approach of the ice, the occurrence of ice-barred lakes due to the impounding of the periglacial waters, and the covering of these sediments by the moraine deposited by the ice rolling over the belt of the uplands. And indeed, within the valleys of the upland belt opened northward, viz.: in the valleys of Pilica (212, 106, 247, 173), Kamienna (224, 188), in the Vistula break through (227, 228), in the Wieprz (229, 238) and Bug (250, 68) valleys are to be noticed distinct traces of the fluvial or glacial accumulation preceding the Cracovien Glaciation. The valleys which are incised into the northern slopes of the upland area are mostly short and do not possess considerable drainage basins. Somewhat larger dimensions possess only the rivers Warta, Pilica, Kamienna, Wieprz and Bug. Owing to the above the rôle of the periglacial waters was greatly limited in the greater part of the valleys and depressions and they were filled not with local fluvial deposits, but with deposits of a glacial (Verschüttungsände). On the other hand within the larger valleys with more abundant waters able to withstand the melting waters, the bottom of the filling series is composed of river sediments of a local origin (Pilica, Kamienna, Wieprz, Bug). The small amount of periglacial waters and the



limited transport possibilities within these valleys explain the occurrence during the advance of the ice of the large ice-dammed lakes — phenomena seldom met within the Carpathians. The occurrence of thick glacial sediments over the lake-floor clays, proved by Samsonowicz (224), prove about a greater abundance and significance of the melting waters during the time directly preceding the ice advance.

It might be admitted on the basis of all above mentioned data, that the filling up preceding and bound with the overthrust of the inland ice was a common phenomenon in Southern Poland. It must be remembered, however, that it was limited to valleys, basins and depressions along which the water was flowing and where it could leave its sediments. In conformity with the dimensions of the drainage basins and of the quantitative relation of periglacial to glacial waters, either the deposits of a local, or glacial origin took part in the filling.

#### d) Development of advancement and distribution of the Cracovien inland ice

The manner and course of the Cracovien glaciation advance over Southern Poland territory is not yet well known. Too little attention was drawn upon the petrographical composition of the moraines and upon the origin of the erratic material within the South Polish area, as this method makes possible a best reconstruction of the flow directions and courses of particular parts of the iceland. Observations of this kind, carried out within the Święty Krzyż Mountains, permitted Czarnocki (23, 24) to admit the ice movement from the east, or south-east. The glacier flow may be well traced within the Sudetic area, owing to a greatly differentiated structure of the foreland, where from the rocky material was torn away. The inland ice movement is admitted from the north-east (1) side, on the basis of the origin of the erratic material present at the foot of the Eastern Sudetic Mts.

The influence of the iceland upon the substratum depended upon its shape, quality of the rocky material and of the ice thickness. Within areas built up of hard rocks it exarated and took away blocks and rock-waste enriching with it the ground moraine. This may be especially well observed in the Sudetic Mts. where the part held by the local material from the Sudetic Mts. and the foreland increases southward and prevails more and more over the Scandinavian material.

St. Czarnocki (31a), Doktorowicz-Hrebnicki (67) and S. Z. Różycki (210) describe from the Silesian South Polish area the blocks and boulders of huge dimensions torn away and thrust upon younger sediments, which are often of the Pleistocene origin. Many points with dislocated outcrops of beds are also known.

Within the areas built up of slightly resistant rocks, particularly of clays and Tertiary sands (the Silesian, Oświęcim—Racibórz and Sandomierz



Basin) the inland ice disturbed, squeezed out and folded these deposits to sometimes considerable depth (the neighbourhoods of Mużaków, 355a; Trzebница, 38 and Brzesko Nowe 136). The Tertiary clays represent within the Silesian basin one of the elements which built up the piled up terminal moraines (70), and also ridges and the uneven surface overlain by a cover of ground moraine. The direct operation of the inland ice in the terrains built up of hard rocks depended not only upon the exaration, but it was also characterized by smoothing of the rocky surfaces. Such smoothed surfaces and „roches moutonnées“ are only preserved upon very resistant rocks and thus is the reason why we do not find them in the Flysch Carpathian Hill-land, but we find them, however often, and even too often in the Sudetic Mts. and their foreland (13, 329, 346, 360, 8, 10, 336).

The inland ice advance was probably not steady and it depended upon the morphology of the pre-Quaternary substratum. The icy masses availed themselves of the depressions and their southward movement by this way was easier. Owing to the above the terrain obstacles like the elevations had been passed by before they also were covered by the ice. Such was the rôle of the Vistula Depression which separated the Święty Krzyż Mountains from the Lublin Upland (24), the Nida Basin and the Silesian Basin with the adjoining area of the greatly dismembered Silesian Upland. Lands which were glaciated within the upland belt at the latest and released from the ice cover at the earliest, were the Święty Krzyż Mountains (24, 111), the southern part of the Cracow—Częstochowa Upland (108) and the Śląża Hills.

#### e) Development of phenomena during the recession of the Cracovien Glaciation

The recession of the Cracovien inland ice was probably not uniform and not regular. At the earliest, but possibly not at the same time, the Carpathian and Sudetic Piedmonts were released from the ice. The melting might have been quick here, as the thickness of the inland ice was relatively small (78). As the iceland recessed in the Carpathian valleys, the sedimentary material from the not glaciated, and high up filled sectors was taken away by the hitherto impounded rivers. This local material was mixed with that of glacial origin (mixed gravels) and was sedimented upon the outcropped and washed out moraine in the shape of lower and lower, composite impounded cones (78).

The course of the ice melting upon the Uplands, and particularly in the Święty Krzyż Mountains, is not exactly known. We do not find any answer to the question whether this was a frontal recession, or was it caused by a smaller thickness of the ice over the upland area, and especially if within the Święty Krzyż Mountains the ice disappeared earlier in the higher areas, and remained longer within the depressions in the shape of dead ice (111).



The course of the processes connected with the inland ice recession was here anyway different than in the Sandomierz Basin, and even in the Carpathians. The differences in relation to the Sandomierz basin are these, that the recession sediments in the Upland belt, found within all valleys and depressions, always lie upon the Cracovien glaciation moraine. There is a resemblance with relations proved within the Carpathian Hill-land, but with the only difference that in the Upland belt these are exclusively glacial deposits, while in the Piedmont area we find mixed sediments of glacial and Carpathian waters.

We find information telling us about such a succession of deposits and course of the phenomena in the observations concerning the drainage basin of Przemsza (67), the Kobyłańska valley (268), drainage basins of Szreniawa (101, 136), Nida (24, 106, 146—149) and Opatówka (224).

The course of processes and phenomena connected with the recession of the Cracovien inland ice was somewhat different in the upland belt valleys. The recessing inland ice had to impound here waters flowing northward and this is the reason why the ice-dammed lakes from the recession period are frequently met here. In the drainage basin of upper Warta (197), Pilica (106, 173), Kamienna (224, 188), in the Vistula break through (228), the Wieprz valley (229) and Bug (68) besides, with the recession period is bound the accumulation of glacial sands, preceding the phase of the dissection and exhumating of the old valley forms.

The reconstruction of the course of that inland ice recession in the Sudetic Mts. is a very difficult matter, due to not separating deposits of the older and younger glaciation. Not the accumulation, but the dissection of the morainic cover, and of underlying deposits is bound here anyway with their recession (17, 284, 301, 349, 376—378). The Jelenia Góra Basin, closed by narrow break through valley (326), probably represents an exception.

Very few morainic remains of the Cracovien — Elster Glaciation are separated in the foreland and the widespread Silesian Basin from the moraine of the Varsovien I — Saale Glaciation by a layer of sands and gravels of a very various thickness. This deposit underlies the moraine of the younger glaciation nearly everywhere, but it is rather bound with the period of the overthrust of the Varsovien I Glaciation, than with the Cracovien recession. This idea is supported by the fact of the very thorough destruction of the older moraine and the discordant occurrence over it or over the morainic pavement of those sandy deposits.

Generally speaking the disproportion between the course and dimensions of the accumulation during the period of the overthrust and recession of the inland ice is very striking and worth consideration. Lewiński (111) has already drawn attention to it. Despite of the amount of water resulting from the ice



melting being much greater during the recession than at the time of the overthrust, the recession deposits are of quite a secondary importance as concerns the composition of the accumulation cover. This might be caused by the very rapid recession of the inland ice, considerable evaporation due to the rising temperature, the possibility of the percolation of the water because of the degelation of the soil, the flowing away of waters towards the neighbouring drainage system, and also their easier penetration into the crevasses of the decomposing inland ice.

### 5. VARSOVIEN I GLACIATION

#### a) Development of phenomena during the overthrust of the Varsovien I inland ice

Beside the only Upper Silesian sector, the inland ice was based, within the period of the Varsovien I Glaciation, exclusively upon the slopes of mountains and uplands directed against it. Owing to it the melting waters could not freely flow away southward and the periglacial waters from the mountains and uplands — northward. Such conditions resulted in the filling up of the valleys and in the depressions, as well as in the occurrence of the ice-dammed lakes within the glacial period as well.

The inland ice reaching inside the Sudetic Mts., even not so far as within the preceding period, had to impound the central and west-Sudetic rivers. In consequence there occurred the filling up of the valleys, exhumated in the great interglacial, by new fluvial and glaci-fluvial sediments. These deposits, however, have not yet been separated or differentiated from the sediments left during the Cracovien Glaciation period. This is the reason why certain profiles and outcrops, quoted formerly when speaking about the Cracovien glaciation, will surely refer to rather this glaciation. Only a very detailed investigation of the forms and Quaternary deposits in the Sudetic Mts. may supply a sufficient explanation.

One thing seems certain, anyway, namely that the filling up in the Sudetic Mts., connected with the period of the overthrust and halting stage of the Varsovien I inland ice, had to be limited again to the valleys, basins and larger depressions. But on their foreland, and particularly within the Śląsk and Racibórz Basins, the glaci-fluvial deposits are stretched upon the area of nearly the whole bottom as a compact cover of a various thickness. They were deposited by the melting waters of the approaching ice with a considerable cooperation of the Sudetic waters and material. These are sands and stratified silts, up to 40 m thick and of a considerable contents of the reworked Tertiary material. Upon their rough surface which is often disturbed and piled up by the pressure of the inland ice, there lies the ground moraine which repeats the sub-morainic denivelations. Such a succession of deposits is common within the lowland area of the Silesian Basin, as well as within



the Sudetic foreland (338, 339, 317—322, 340, 334, 335, 333, 350, 352, 357, 358, 336). The overthrust of the Varsovien I inland ice was also preceded in the Racibórz Basin by a stage of the gravely and sandy accumulation (232, 286, 368) and in the Cyna drainage basin a large ice-dammed lake (125, 127) was formed owing to the impounding of the waters by the ice. This is proved by the ice dammed lake clays which are always found here at the same altitude of 210 *m*.

Within the neighbouring area of the Silesian Upland. Doktorowicz Hrebnicki (67) associates the upper series of the intermorainic deposits composed of fine and medium-grained sands with the period of the Varsovien I Glaciation.

In the upland, more eastward situated sector, however, the inland ice impounded the rivers: the upper Warta, upper Pilica, Kamienna, Vistula near Zawichost and also the waters of the upper Wieprz and Bug.

It is possible to conclude on the basis of the few data concerning the Quaternary of the above mentioned valleys (45, 156, 197, 218, 224, 188, 229, 68) about the stage of the intensive accumulation preceding and associated with the Varsovien I glaciation, but only very precise investigations will permit to reconstruct its strike and dimensions. We are struck, anyway, by a much smaller filling up of the upland valleys within this period, if compared with the preceding glaciation, and also the considerable participation of the varved clays. This may be explained by the fact, that during the Varsovien I Glaciation these valleys were filled up with an exclusively local material sedimented by very poor periglacial waters. On the other hand within period of the older glaciation the glaci-fluvial deposits of abundant melting waters were of a great importance, as concerns the filling up of the valleys.

The above period was also characterized within the area situated further from that glaciation extent, i.e. in the Carpathians, the Sandomierz Basin and upon the southern slopes of the South Polish Upland, by an intensive weathering, increase of the accumulation activity of the periodical rivers and of the solifluction processes. Within the valleys of the Polish parts of the Carpathians there were formed at that time gravely and loamy covers, several metres thick (78). These covers which were dissected at the time of the ice recession and to a great extent destroyed during the Interglacial, are still to be seen to-day in fragments in the shape of terraces. These are either accumulation terraces of a relative altitude from 6 to 9 *m* in the valleys of the upper Vistula (94), Skawa and Raba (78), and from 40 to 15 *m* (78) in the Dunajec Valley, or rocky-sedimented terraces from 15 to 20 *m* over the Wisłoka, Wisłok and San (78) level. The accumulation covers of these terraces are usually covered in the piedmont part by the loess.



In the Sandomierz Basin the accumulation deposits originating from that period are mostly arenaceous and they represent terraces from 10 to 15 *m* (136) high. Upon the left Vistula bank they are usually covered by the loess, but the surface of the right bank is mostly uneven owing to the inflation of the sand into dunes (296, 299, 300).

**b) Development of phenomena during the recession of the Varsovien I inland ice**

The course of the Varsovien I inland ice recession upon the territory of Southern Poland may be investigated only in Silesia. The recession advanced here irregularly and the halting stages and re-advances are marked by numerous ridges of the terminal moraine. Keilhack (70) distinguishes in Lower Silesia seven such morainic ridges originating from the last but one glaciation. These data were completed by Olbricht (160, 161), Berg (376—378), Meister (356), Behr (9, 357), Finkh (358) and Woldstedt (274), and also lately by a group of geographers which were mapping on behalf of the Geological Survey of Poland the Pleistocene deposits of the eastern part of the Silesian Basin.

The terminal moraines in Silesia have not been grouped, however, into belts, which might correspond to the recession stages of the Varsovien I inland ice. Many of them must be looked upon with some reservation owing to their unusual structure (287). They often represent swellings composed of sub-morainic deposits which the inland ice might have piled up, but had also crossed over on its way southward. They are rather connected with the period of the advance than with the halting stages or oscillations at the time of the recession. Among typical terminal moraines there prevail push moraines.

Owing to the above this is no wonder that the same ridges were many times considered by different geologists as terminal moraines, eskers, kames, and even as erosion remains of the former accumulation cover. Detailed and systematic investigations of the terminal moraine in Silesia is indispensable, independently from geological surveys.

The uniformly melting Varsovien I inland ice was leaving an undulating ground moraine which composes the greatest part of the lowland Silesian surface. This morainic cover was made even not so much by the glaciation waters, as by the later denudation processes. Despite of it, shallow outletless depressions are not lacking here, as also ridges and swellings which hide sands of a different thickness under the morainic cover.

On the other hand we are struck by the unfrequent occurrence upon the ground moraine of the glacial deposits which are associated with the inland ice recession. These deposits represent a very thin bed upon a small area (363, 367—375) or they occur in the shape of hills and kames ridges



(287, 4, 363, 15). As the recession developed in the Sudetic Mts., the rivers dissected the morainic cover and sub-morainic deposits, and outside the glaciated area they cut into the river accumulation covers and formed terraces.

When the rivers exhumated their former valleys, they often dissected the rocky substratum in an epigenetic way; this caused numerous epigenetic gorges (236) of a not precisely defined age (recession of the Cracovien or Varsovien I Glaciation?).

#### 6. WARTA STAGE

The inland ice checked in Silesia, during the Warta Stage by the freshly uplifted ridge of the Kocie Mountains (21, 363, 364), greatly disturbed deposits forming that ridge. These are Tertiary sands and gravels, as well as deposits of younger glaciations (363, 364). Upon these richly folded and dislocated deposits there lies flatly and unconformably the ground and terminal moraine of the Warta Stage. The above disturbances and dislocations which are often met in the Pleistocene of Silesia, in the Kocie Góry, represent an especially common and striking feature.

The melting waters were flowing down southward from the Warta glacier. This is proved by the outwash plain cones, which lie at the feet of the Kocie Mountains in the direction of the Wrocław—Magdeburg Pleistocene valley (363—365). They pass here into terraces of an altitude from 8 to 10 *m* over the Odra level; this means that the melting waters of that time which were flowing westward, gathered upon this level. This Pleistocene valley is stretched from the Stobrawa and Mała Panew drainage basin, in a parallel line with the Kocie Mountains and up to Łużyce and further until Bremen (281). Odra has taken advantage of this valley in the sector from Opole up to Malczyce, but its wide bed was filled up further on westward by mighty cones of the Sudetic rivers within the period of the last lowland glaciation (Varsovien II). Helpap (62) ascribes the disturbances of the original profile of that Pleistocene valley within the Legnica neighbourhood to tectonic movements. The terrace level was formed by the Sudetic Mts. and melting waters at the time of the Warta stage, has been investigated in only several Odra sectors (124, 5, 363—365).

#### 7. GLACIATION VARSOVIEN II

The last glaciation called by Szafer Varsovien II did not reach Southern Poland and its distance from that area increased considerably in the eastern direction. On the west, however, the inland ice had reached Zielona Góra, i.e. nearly the northern border of Silesia, but its edge stretching through Płock, Mława and Wilno was more and more remote from the mountains and uplands.



The distance of the Lublin Upland from the terminal part of the inland ice amounted at that time to ca 300 km. This had an influence upon the climatic and hydrographic conditions of Southern Poland. Within the reach of the periglacial climate were found then the Sudetic Mts., but neither the Carpathians, nor a great part of the upland belt. Szafer (257) admits on the basis of palaeobotanic data the existence at that time of the forest wedge which divided the Carpathian tundra from the arctic tundra. The higher parts of the Carpathians, however, were at that time within the reach of the high-mountains climate (257) and in consequence there took place processes being analogical to those which might be observed within the periglacial areas, i. e. the intensive physical weathering, solifluction processes and the periodical operation of the flowing waters. In the Polish part of the Carpathians with this period are associated rocky screes, solifluction and weathering covers and also accumulation covers lying upon the valley bottoms. The covers were dissected during the post-Glacial period and to-day they stretch along the rivers in the shape of ground terraces. Such a terrace in the upper Vistula valley rises from 2 to 4 m over the river level (94), in the Sola valley from 2 to 3 m (261), in the Skawa and Raba valley from 3 to 6 m, in the Dunajec valley from 6 to 20 m, in the Wisłoka, Wisłok and San valley from 5 to 10 m (78).

In the Odra drainage basin deposits of the „low terrace“ are associated with the period of the last glaciation; this was investigated in the Odra valley near Racibórz (124) between Krapkowice and Opole (5) and between Skorogoszcz and Wrocław<sup>1</sup>. That terrace rises from 2 to 2,5 m over the level of the flood terrace. To the same group belong within the valley of the Odra tributaries bottom terraces of an altitude from 3 to 5 m; they were formerly called old alluvial ones (100, 301—379).

In the Sudetic Mts., particularly in the Western Sudetic Mts. and within their foreland, the increase of the processes associated with the periglacial climate was probably much greater than in the Carpathians which were more distant from the inland ice. With this period are associated in consequence the solifluction covers which are stretched at the mountains foot (2), the rocky screes and weathering deposits, especially the slope clays which cover the slopes of the elevations (301—379).

In Silesia with the period of that glaciation is associated at last the loess accumulation (301—379). This is proved by the presence of loess not only upon the Varsovien I Glaciation deposits, but also upon the destroyed moraine of the Warta Stage in the neighbourhood of Trzebnica and Głogów (21, 363, 364). Near Trzebnica an interglacial deposit including the fauna of thermo-

<sup>1</sup> Not published paper.



phile molluscs (364) was even found under the loess and upon the morainic sediments of the Warta stage.

On the basis of the above it might be possible to expect that at least a part of the loess within the South Polish region might be of the same age, but Ludwik Sawicki (228, 229), and also other geologists associate the younger loess with the Central-Polish Glaciation (Varsovien I a) and its Stage (Varsovien I). In the upland belt there are also found older loesses under the moraine of the Varsovien I (188), as well as of the Cracovien (224) Glaciations. This proves about the fact that the phenomenon of the colian accumulation accompanied the advance of the inland ice at the time of each glacial.

I shall drop now the very complicated problem of the loess. I have also omitted the problem of the wind-blown sands and inland dunes.

## V. THE MOUNTAINOUS GLACIATION

Traces of the mountainous glaciations upon the Poland's territory occur only within the Carpathians and the Sudetic Mts., and they are limited to the uppermost altitudes. The Tatra (2663 *m*), Babia Góra (1725 *m*), Pilsko (1557 *m*) and probably Barania Góra (1214 *m*) were glaciated in the Polish part of the Carpathians, and in the Polish part of the Sudetic Mts. this concerns only the Karkonosze Mountains (1603 *m*). When discussing these glaciations I shall raise only the principal problems and mention the most important literature. These problems relate to the amount and reach of the mountainous glaciations, their age and relation to the lowland glaciations, the features of the glacial landscape, its origin and relation to the preglacial forms.

A detailed statement of the present investigations and opinions concerning the glaciation within the whole range of the Carpathians were given by Pawłowski (183), in the Polish part by Klimaszewski (78) — and in the Sudetic Mts. by Rathsburg (205, 206).

### I. AMOUNT AND EXTENT OF GLACIATIONS

According to Partsch (169), Halicki (52) and Szaflarski (261 a) the Tatra was glaciated three times, and according to Romer (208) — four times. Romer supposes that the first glaciation (H + 1) was stretched up to the Orawa—Nowy Targ Basin and it left traces in the shape of the Gronków, Suchohory and Domajski gravelcovers, and also the Szaflary moraine, discovered by Małkowski (145 a). The second glaciation, marked from the Hurkotne cover by the letter H, did not reach beyond the sub-tatric trough, where the valley glaciers were joined into a uniform piedmont glacier. The next Glaciation H—1 possessed a somewhat smaller extent, and the last one H—2 did not cross the outlets of the Tatra valleys. The



Tatra glaciations, according to Romer, were preceded by orogenic movements within the Tatra Mountains and the Podhale as well.

The extents of the Tatra glaciers were generally identical during the three glaciation periods distinguished by Halicki with the reaches of the H, H—1 and H—2 glaciations. Halicki considers the deposits which, according to Romer, prove about the far extent of the H + 1 Glaciation as being a glacialfluvial deposit. He also admits a different course of the orogenic movements in Podhale and he does not associate with them the glacial periods.

Tokarski (267) tries to define lately „the index, on the basis of which it would be undoubtedly possible to differentiate the boulders included in the moraines from the pebbles which characterize the glacialfluvial sediments“. He takes into consideration the circumference of the boulders and the percentage participation of pebbles of a different size. According to this index, characterized by one curve for the morainic deposits and another for the glacialfluvial ones, he considers among others the material in Szaflary as a morainic deposit.

Ludomir Sawicki (225) has investigated and described the glaciations upon Babia Góra, Pilsko and Barania Góra. These are rather small glacial corries with traces of roches moutonnées-like steps, thresholds and also ridges of terminal moraines. Sawicki found upon Babia Góra twelve corries at an altitude of 1370—1600 *m*, upon Pilsko three corries at an altitude of 1200 to 1410 *m* and upon Barania Góra one — not very certain — at an altitude of 1080 *m*. Pawłowski (182) completed the research of Sawicki by finding upon the eastern slopes of Pilsko one more glacial corrie. Sawicki, as well as Partsch, admitted first the existence of the field, or cap glaciation covering the summit and slopes, and then the glaciation limited to the corries resulting in the above described forms.

Traces of the mountainous glaciation are preserved in a very typical way upon the northern slopes of the Karkonosze Mountains in the shape of 6 glacial corries incised out at an altitude from 1180 to 1300 *m* and also of ridges and morainic amphitheatres reaching an altitude of 900 *m* over the sea level. These forms and sediments are very well shaped and preserved and they seem very fresh. Partsch (167, 168) is the geologist who had discovered the glacial landscapes within the Karkonosze. He admitted there the existence of two glaciations: the older, field one, covering the flat summit surface, and the younger one, with corries, the lobes of which were up to 2,5 *km* long.

The geologist Berg (14, 343, 344) has very carefully investigated the glacial forms and sediments of the Karkonosze. He found traces of only one glaciation and this was of a corrie type. Worm (280) was also against



the field glaciation, but his arguments are not very convincing. Lately Rühl (203, 205) and also Priehäusser (203, 205) suppose the existence of earlier glaciations within the Karkonosze, but their doubtless traces have not yet been discovered.

## 2. THE AGE OF GLACIATIONS AND THE PARALLELIZATION OF MOUNTAINOUS GLACIATIONS WITH THE LOWLAND ONES

The three glaciations in the Tatra Mountains correspond in time and causally to the three glaciations upon the lowland. The parallelization of the Tatra glaciations with the lowland ones was done by Klimaszewski (74 a, 78) according to investigations carried out in the Dunajec valley, glaciated within the spring area (Tatra), as well as within the mouth one (Carpathians Hill-land). In the Dunajec valley it was traced and proved that the glaci-fluvial cones in Podhale, associated by Halicki (52) with the maximal Tatra glaciation, pass into deposits of a high filling up and these overlap within the hill-land sector directly with the morainic deposits of the maximal lowland Cracovien Glaciation. The next Tatra glaciations were parallelized with the younger lowland glaciations Varsovien I and Varsovien II (74 a, 78).

Sawicki (225) as well as Pawłowski (183) discovered in the Beskidy traces of exclusively the last glaciation (Würm). According, however, to morphological features (the state of the preservation of forms and deposits), as well as of the geological-stratigraphical relations and the analogy with relations proved by Świdorski in Czarnohora (246 a), and at last to the comparison with glacial phenomena within the Karkonosze, it is possible to presume, that the Beskidy were glaciated rather within the period of the last but one glaciation (78). This supposition requires, however, a confirmation based upon more detailed investigations, the more so, as certain forms supposed to be of a glacial origin, are proved to be of an slide origin.

All geologists agree with the fact that the glacial corries and morainic ridges in the Karkonosze are due to the last glaciation. This idea is supported by the proving of the vivid freshness of the glacial forms and deposits, and also by the relation of the glaci-fluvial covers to the deposits of the lowland glaciation within the Jelenia Góra basin (14, 168, 271, 343, 344).

## 3. THE ORIGIN OF THE GLACIAL FORMS AND LANDSCAPES

The glacial corries in the Beskids and Karkonosze Mountains mostly were formed owing to the alteration of the head-areas of rivers, particularly of head hollows by the firm and icy masses (166, 168, 182, 225, 343, 344). On the other hand the matter of the glacial relief in the Tatra and its relation



to the preglacial forms has not been yet settled, in spite of hard efforts (54, 208). This was due to the fact, that the greatest part of the geologists working at the chronology of the Tatra glaciations was first of all busy at the Tatra Foreland (Romer, Halicki, Szafarski). For the inner part of the mountains we possess only remarks of Partsch and certain generalization of Gadomski (41 a, b) and Lenczewicz (105, 105 a). The detailed morphological surveys of the Tatra, started in 1939 by investigating of the closing of the Biala Woda valley in Wysokie Tatry (79) are still continued by myself, since the last year. The present research prove that the glacial forms (glacial corries, hanging valleys, thresholds, valley and summit surfaces) are predisposed by the preglacial relief, the normal development of which was checked at the time of the glaciations, owing to the preserving, but also transforming operation of the glaciers (209), and it was continued within the interglacial periods (78).



Alfred JAHN i Maria TURNAU-MORAWSKA

## PREGLACJAŁ I NAJSTARSZE UTWORY PLEJSTOCENSKIE WYŻYNY LUBELSKIEJ

(z 4 tabl. i 1 fig. w tekście)

### Streszczenie

Autorzy opisują z Wyżyny Lubelskiej 4 profile, w których odsłaniają się utwory preglacjalne. Mikroskopowa analiza petrograficzna wykazała w górnej części tych utworów osad podobny do lessu, pod nim zaś piaski rzeczne, pozbawione materiału pochodzenia glacialnego, a złożone z materiału miejscowego (wieku trzeciorzędowego) oraz ze żwirów karpaccich lub wołyńsko-podolskich.

### WSTĘP

Szeroka dyskusja, jaka się rozwinęła nad zagadnieniem utworów preglacjalnych i wczesno-czwartorzędowych Polski, zwłaszcza w pracach J. Czarnockiego (2), J. Lewińskiego (13—17), J. Samsonowicza (23), i L. Sawickiego (26—27), skłania autorów do opublikowania kilku ważnych w tej dziedzinie spostrzeżeń z obszaru Wyżyny Lubelskiej, której czwartorzęd w cytowanych pracach stanowi obiekt szczególnego zainteresowania.

Północna część Wyżyny Lubelskiej jest zbudowana z warstw górno-kredowych częściowo zniszczonych erozyjnie i nadżartych przed osadzeniem następnych z kolei utworów piasków glaukonitowych ze żwirikami kwarcowymi, prawdopodobnie oligoceńskiego wieku. Piaski owe wypełniają zakłębłości terenu a są również widoczne na grzbietach. Najmłodszym osadem trzeciorzędu są tu piaski, piaskowce kwarcytowe i skrzemieniałe zlepki muszlowe sarmackie, wieńczące wierzchołki niektórych wzgórz.

W dalszym następstwie osadów napotykamy utwory, które Lewiński (17) i Sawicki Ludwik (26—27) uważali za pozostałość najstarszego gła: jału polskiego (Jaroslavien). Są to piaski z gładzikami skał krystalicznych, znalezione w wierceniu w okolicy Chelma, dalej dolna morena Huszczki Wielkiej i bruk poniżej moreny szarej koło Puław.

Dajemy poniżej opis oraz analizę petrograficzną najstarszych utworów czwartorzędowych wyżyny z czterech dość odległych od siebie stanowisk:



Bychawa i Zemborzyce (powiat Lublin) oraz Krowica i Horodyszcze (powiat Chełm). Część geologiczną i paleogeograficzną (rozdział I i III) opracował A. Jahn, część petrograficzną (rozdział II) M. Turnau-Morawska. Praca była wykonana z ramienia i przy poparciu Muzeum Ziemi w Warszawie.

## I. OPIS PROFILÓW

### Bychawa

Zbadany profil występuje na prawym zboczu doliny potoku Kosarzewka w cegielni bychawskiej (leżącej na południowy zachód od miasteczka) oraz koło młyna. Tuż obok młyna w przekopie budowanej drogi odsłonięto spąg utworów czwartorzędowych — biały, wapnisty margiel kredowy. Odczyszczony na przestrzeni ok. 150 *m* zbocze doliny pozwala zestawić następujący profil od góry (tabl. III, fig. 1):

1. Less odwapniony, barwy czerwono-brunatnej, u góry przykryty glebą współczesną; grubość 1,0—1,5 *m*.
2. Piasek gruby, skaleniowy, ze żwirami w spągu, 0,5 *m*.
3. Mułek siwy, 0,2 *m*.
4. Piasek średnioziarnisty, żelazisty, zawierający żwirki skał krystalicznych, 0,2 *m*.
5. Mułek barwy siwej z odcieniem żółtawym i zielonawym, bezwapienny, drobnowarstwowany. Jest to utwór tego samego typu co warstwa 3. Dolna część mulków posiada smugi nieregularne, faliste, soliflukcyjne, wśród których trafiają się soczewki żwirków kredowych, 2,5—3,0 *m*.
6. Warstewka orsztynowa zbita oraz piasek glaukonitowo-żelazisty, 0,05—0,10 *m*.
7. Warstwa żwirów, złożona głównie z otczaków kredowych o średnicy 2—7 *cm*, wśród których występują krzemienie o powierzchni obtoczonej, żwirki kwarcowe i okruchy piaskowców, przypuszczalnie sarmackich. Największy z zaobserwowanych głazów miał formę kanciastą, średnica 15 *cm*. Powierzchnia jego zwietrzała, korozyjna, z glazurą pustynną. Grubość warstwy 2,0—3,0 *m*.
8. Glinka biała z rozłusowanej kredy, 0,5 *m*.
9. Margiel kredowy.

Posuwając się od tej odkrywki w górę zbocza i śledząc wszędzie na powierzchni i w przekopach mulki siwe, dochodzimy do cegielni, gdzie odsłania się następujący przekrój od góry:

1. Less odwapniony, brązowy, 1,5 *m*.
2. Bruk skał północnych. Bloki do 80 *cm* średnicy. Wśród bruku znaleziono głaz trójganiasty o powierzchni wygładzonej.
3. Warstewka piasku grubego, barwy żółtej, zawierającego ziarenka skaleni, 0,3 *m*.



4. Mulek siwy, w stropie grubszy, w typie cienkiego piasku grysikowego, ku dołowi cieńszy, bardziej żółtawy z plamami rdzawymi. Jest to mulek identyczny z mulkiem warstwy 6 poprzedniego przekroju.

Podobne utwory znaleziono również na lewym zboczu doliny Kosarzewki w kierunku wsi Olszowiec. Tu stwierdzono, że kredowe zbocza doliny wychodzą spod mulków i kreda daje się śledzić jeszcze do wysokości 265 *m*. Powyżej występuje czapa piasków i piaskowców sarmackich, budujących wierzchołki kilku wzgórz, z których najwyższy jest oznaczony punktem 292. Wzgórza owe oddzielają dolinę Kosarzewki od następnej z kolei głębokiej doliny, rozcinającej Wyżynę Lubelską a utworzonej przez potok Czerniejówka.

Opisane utwory czwartorzędowe Bychawy spoczywają na dnie doliny, uformowanej w marglu kredowym. Żwiry pod mulkami (odkrywka k. młyna) leżą na wysokości 220 *m*, najwyższy zasięg mulków w cegielni 233 *m*. Miąższość zatem wypełniających dolinę mulków wynosi 13 *m*. Dodać należy, że powierzchnia mulków przykrytych brukiem i lessem wyraźnie zaznacza się w morfologii doliny w postaci tarasu, widocznego wzdłuż obu zboczy doliny od Olszowca i Woli Bychawskiej do Bychawy. Wysokość tarasu 235 do 239 *m*, czyli 12—20 *m* ponad dno doliny.

### Zemborzyce

W dolinie Bystrzycy, do której wpada potok Kosarzewka w odległości 20 *km* od opisanego przekroju, zbadano następny profil najstarszych utworów czwartorzędowych. Profil ten znany był Krisztafowiczowi (18), który na lewym zboczu Bystrzycy naprzeciw wsi Zemborzyce w tzw. podwójnym parowie („dwojnyj owrag“) opisuje takie następstwa warstw, od góry:

1. gliniaste deluwia zboczowe,
2. glina morenowa z głazami,
3. jasnożółty i szary „suglinok“, cienkwarstwowany, składający się z materiału miejscowego.

Dolna warstwa została określona przez Krisztafowicza (12) na podstawie szczegółowej analizy stratygraficznej i petrograficznej jako „przedłodowcowy glaukonitowo-kwarcowy, jeziorny less“.

Opisane rozcięcie (ów „dwojnyj owrag“) przedstawia się dziś znacznie gorzej aniżeli przed 50 laty, niemniej jednak wciąż jeszcze ludność wydobywa tu w płytkich jamach ową jasną glinę, której tyle uwagi poświęcił Krisztafowicz. Zbadawszy ów utwór na miejscu stwierdzamy, że jest to mulek barwy jasnosiwej z odcieniem zielonawym, bezwapienny, czysty, drobnowarstwowany, odpowiadający w ogólnym wejrzeniu stropowej partii grubszego mulku cegielni bychawskiej. Mulek ten spoczywa tu bezpośrednio na kredzie,



żadnych żwirów jak warstwa 7 odkrywki koło młyna w Bychawie nie znaleziono. Powyżej mulków, liczących ok. 3 m grubości, znajdują się deluwia zboczowe, zawierające grube bloki skał krystalicznych. Nie jest to morena, jak sądził Krisztafowicz, lecz spłynięty z lessem i rozwleczoney na zboczu bruk. Sytuacja stratygraficzna mulków jest zatem podobna jak w Bychawie. Mulki zachowały się tu na zboczu doliny Bystrzycy w postaci niedużego płata, którego powierzchnia leży w wysokości 210 m tzn. 33 m ponad dno doliny.

### Krowica

Opisane mulki Bychawy i Zemborzyc znaleziono również we wsi Krowica, przy drodze z Siedliszcz do Pawłowa, na południe od szosy Lublin—Chelm.

Wyżyna Lubelska jest w tej części (na wschód od doliny Wieprza) rozbita na szereg niewysokich wzgórz kredowych, gdzieniegdzie noszących resztkową czapę sarmacką, między którymi występują niewielkie kotlinki, po części wypełnione utworami czwartorzędowymi. Odsłonięcie w Krowicy, przestudiowane w cegielni polowej na wschodnim krańcu wsi (pod lasem), znajduje się właśnie w takiej kotlinie.

Spąg utworów czwartorzędowych stanowią glaukonitowe piaski oligoceńskie, zawierające masowo drobne żwirki kwarcowe wielkości ziarn fasoli. Piaski są rozmyte, w niektórych miejscach scementowane w skorupę orsztynową. Na powierzchni piasków znaleziono kilka nieobtoczonych głazów kwarcytowego piaskowca sarmackiego.

Bezpośrednio na piaskach widzimy mulki barwy jasnożółtej (barwa lessu), tu i owdzie z wyraźnym odcieniem zielonawym. Są drobnowarstwiane, na kwas solny nie reagują. Dolna część mulków posiada dużą przymieszkę piasku glaukonitowego. Niekiedy piasek ów tworzy wśród mulków soczewkowate wtrącenia. Wyżej mulki są czyste, typowe, lecz w odległości 1—1,5 m od stropu ciągnie się niegruba lecz ciągła warstewka żwirków oligoceńskich bez udziału skał krystalicznych. Dodać należy, że na ścianie całego przekroju widać wyraźne smugi faliste, będące dowodem przeobrażeń soliflukcyjnych, jakim niegdyś podlegały mulki. Miąższość mulków 3—3,5 m.

Powierzchnia mulków (wys. bezwzgl. 200 m) jest zniszczona, rozmyta a na niej leżą deluwia piaszczyste i głazy rozmytej moreny. Mulki tego typu prześledzono wzdłuż całej kotliny aż po wieś Pawłów.

### Chelm-Horodyszczce<sup>1</sup>

Warunki występowania najstarszego czwartorzędu są tu podobne jak w Krowicy. Potok Uherka, nad którym leży miasto Chelm, przewija się szeroką doliną między chelmistymi, wyspowymi wzgórzami. Na północ od miasta dolina ta przechodzi w poziomie ok. 180 m w rozległe obniżenie, które rozwija się ku wschodowi w kierunku Bugu — od zachodu zaś

<sup>1</sup> W okolicach Chelma studia geologiczne przed wojną przeprowadzał dr M. Prószyński. Wyniki ich nie były znane autorom.



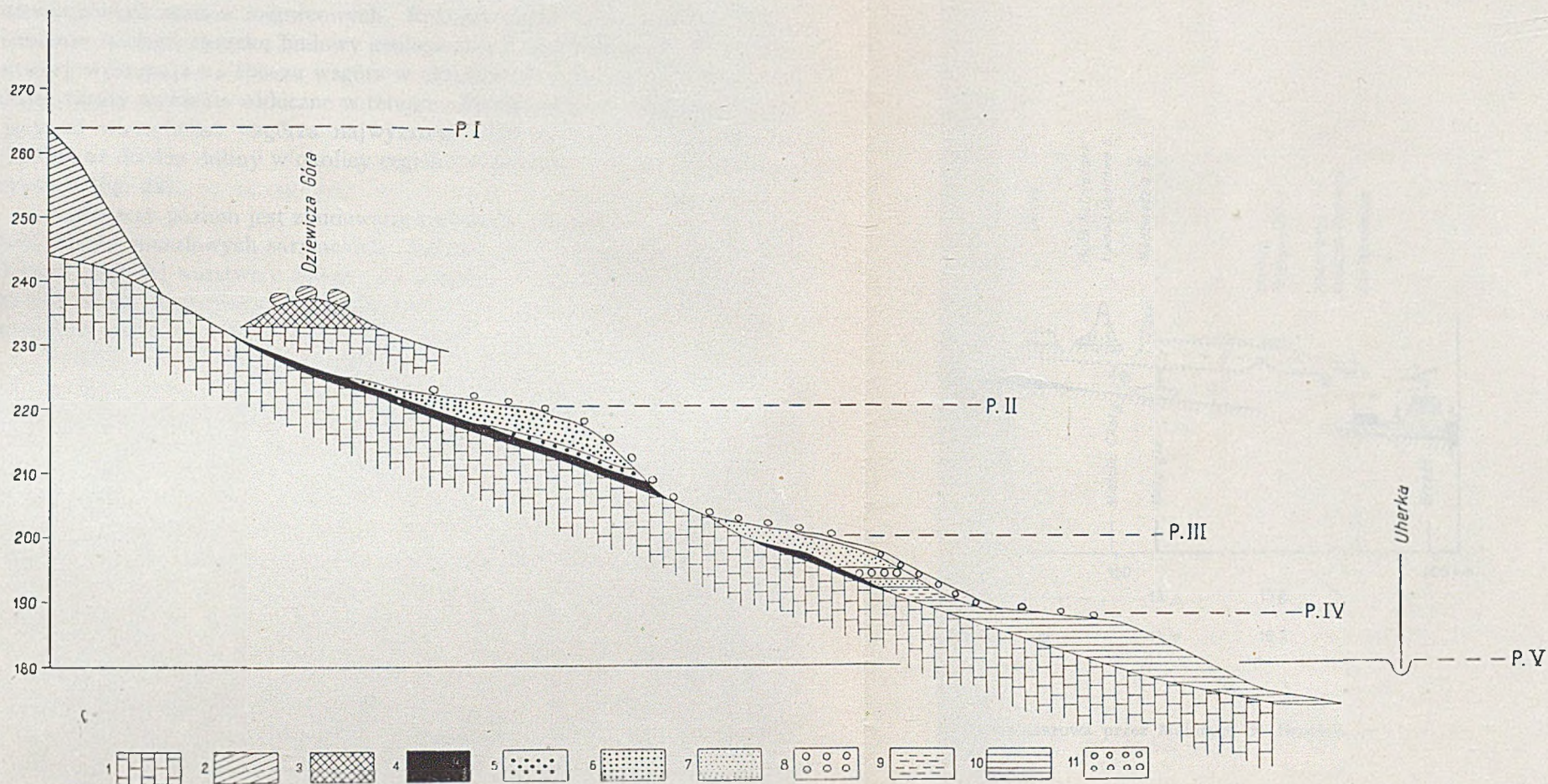


Fig. 22

Profil (częściowo schematyczny) zachodnich zboczy doliny Uherki koło Horodyszczka (na N od Chełma)

1. Kreda; 2. Sarmat; 3. Oligocen; 4. Iły; 5. Żwiry; 6. Piaski (bez materiału krystalicznego); 7. Piaski; 8. Piaski ze żwirami krystalicznymi; 9. Mułki wapienste;  
10. Mułki lessowe; 11. Bruk.



jest obwarowane szeregiem wzgórz kredowych, przykrytych oligocenem i sarmatem. Zbocze i podstawę tych wzgórz między Zawadówką a Horodyszczem prześledzono szczegółowo, rekonstruując następstwo utworów od sarmatu do niewątpliwych osadów lodowcowych. Rekonstrukcja ta jest ułatwiona przez istnienie ścisłego związku budowy geologicznej z morfologią. Równowiekowe utwory występują na zboczu wzgórz w określonych i stałych poziomach, budując tarasy wyraźnie widoczne w terenie. Profil, nieco schematyczny, sięgający od wierzchołka wzgórz najwyższego (270 *m*) przez Dziewiczą Górę (229 *m*) aż do dna doliny w okolicy cegielni w Horodyszczu podaje załączony rysunek (fig. 22).

Najwyższy poziom jest zbudowany z piasków, piaskowców i skrzemieniałych zlepów muszlowych sarmackich. Sarmat występuje na kredzie średnio dopiero powyżej warstwy 240 *m*. Tu i owdzie zachowały się pod sarmatem zielone piaski oligoceńskie z „fasolką kwarcową“, jak np. na szczycie Dziewiczej Góry, gdzie kontakt oligocenu z kredą przypada na wys. 230 *m*.

Poniżej, wyraźnie oddzielony od sarmatu zboczem kredowym, rozpoczyna się następny taras (P. II), rozciągający się w wysokości 210—225 *m*, czyli 30—45 *m* ponad dno doliny. U podstawy utworów budujących taras znajdujemy siwe, pstre, brązowe lub czarne bardzo tłuste ily. Stanowią one niegruby pokład, (0,3—1,5 *m*), powlekając zbocze kredowe, zgodnie z ich nachyleniem. Powierzchnia iłów jest rozmyta i pokryta gruboziarnistym piaskiem żelazistym, barwy intensywnie rdzawej, grubości 10—50 *cm*. W piasku, którego dobre odsłonięcie znaleziono w środku drogi na linii Dziewicza Góra — cegielnia Horodyszcze oraz w miejscu, w którym szosa Chełm—Rejowiec przecina zbocze wzgórz 219 *m*, występują liczne krzemienie obtoczone, żwiry kwarcowe i kwarcytowe, „fasolka oligoceńska“, kanciaste odłamki piaskowców, wykazujących na powierzchni wyraźne ślady szlifowania pustynnego. Ponadto znaleziono porwaki oligoceńskiego piasku zielonego i nieliczne żwiry kredowe. Otoczaki są duże, często ponad 10 *cm* średnicy. Żwirowiska te, podobne zresztą do żwirowiska w Bychawie (warstwa 7) nie zawierają materiału północnego<sup>1</sup>, czynią wrażenie utworu rezydualnego i przemytego.

Bezpośrednio nad piaskiem brązowym i żwirami, a tam gdzie warstwy tej brak, bezpośrednio na iłach tłustych spoczywają piaski kwarcowe o bardzo zmiennym typie warstwowania. We wspomnianym odsłonięciu w Horodyszczu są to piaski średnio- lub gruboziarniste, niespokojnie, przekątnie warstwowane (tabl. III, fig. 2). Warstwy mają średnio 10—20 *cm* grubości; między warstwami przekątnie ułożonego piasku jasnego występują poziomo ułożone warstewki drobnoziarnistego, ciemnego, żelazistego piasku. Upad warstewek przekątnych w dole głównie ku południowemu wschodowi, w górce spotyka się upady również i ku zachodowi. Ogólna grubość warstwy 2,70 *m*.

<sup>1</sup> Szczegółową analizę petrograficzną podano w rozdziale następnym.



Piaski, które występują ponad żwirami w odkrywce przy szosie Chelm—Rejowiec, mają ułożenie bardziej spokojne, są średnioziarniste z wkładkami drobnoziarnistymi, występującymi zwłaszcza w dolnej części, ku górze piasek staje się grubszy. Ogólna miąższość pokładu 6 *m*. Na powierzchni tarasu pojedyncze glazy krystaliczne.

Dalsze odsłonięcia piasków znajdujemy 2 *km* na W od miasta przy szosie Chelm—Lublin. Wzgórze, ciągnące się na północ od szosy, posiada całe zbocze wysokości 13 *m* odsłonięte w piaskowni. Piaski są drobnoziarniste, w dole cienkie, grysikowe, białe, drobno- i spokojnie warstwowane. W górze znajdują się piaski grubsze. Spąg nie jest widoczny.

Opisane płyty piasków, formujące taras 210—225 *m* (P. II) są oddzielone od tarasu bezpośrednio niższego (P. III), ciągnącego się w wysokości 200 *m* (20 *m* ponad dno doliny) zboczem, na którym ukazują się kreda. Taras 200 *m* jak też tarasy niższe są zbudowane z utworów zawierających wyraźną domieszkę krystalicznego materiału północnego.

Najniższą warstwą tego kompleksu są mulki jasnożółte, szare i zielonawe, odsłonięte w kilku miejscach, najlepiej w Chelmie k. szpitala psychiatrycznego oraz w cegielni w Horodyszczu. Jest to utwór identyczny z dotychczas opisanymi mulkami z Bychawy, Zemborzyc i Krowicy. W cegielni widzimy u dołu szare mulki ilaste, wyżej żółtawe, wyraźnie i drobno warstwowane. Grubość warstwy odsłoniętej 4 *m*. Stropowa część pokładu posiada wyraźne zaburzenia soliflukcyjne i strukturalno-glebowe. Na mulkach spoczywają piaski namyte oraz grube bloki skał krystalicznych i sarmackich. Spąg niewidoczny.

W odkrywce k. szpitala (piaskownia) mulki znajdują się w dolnej części odkrywki (warstwa 1). Strop ich leży w wysokości odpowiadającej poziomowi mulków w cegielni (192 *m*). Ku górze stwierdzamy wyraźne przechodzenie mulków w utwory piaszczyste, lodowcowe<sup>1</sup>. Przejście to zaznacza się pojawieniem w stropie żółtych mulków warstwy mulków grubszych, wapnistych, barwy siwej z odcieniem zielonawym (warstwa 2, grubość jej 2,5 *m*). Wyżej przechodzą one mulki niespostrzeżenie w cienki piasek żółtawo-szary (warstwa 3), który łączy się z kolei z piaskiem grubszym, zawierającym wyraźne, duże ziarna skaleni i żwirki skał krystalicznych (warstwa 4).

W tym miejscu rozpoczyna się wykop piaskowni, na ścianie którego można stwierdzić, że dołem wśród piasków pojawia się materiał grubszy (żwiry kredowe i północne do 7 *cm* średnicy), piaski mają uwarstwienie niespokojne,

<sup>1</sup> Nazwy „utwory lodowcowe“ i „piaski lodowcowe“ używamy tutaj, jak też i w następnym rozdziale, w sensie genetyczno-litologicznym a nie genetyczno-stratygraficznym. Są to utwory glacialne, fluwioglacjalne a nawet interglacialne z materiałem północnym, w przeciwieństwie do utworów starych, bez materiału krystalicznego.



przekątne. W zachodniej części wykopu warstwa ta oddzielona jest od kredy cienką resztkowo zachowaną warstwą owych tłustych, siwych ilów, które dalej ku zachodowi podnoszą się na zboczu, podścielając kwarcowe piaski wyższego poziomu. Ku górze piasek żwirowy jest coraz spokojniej warstwowany, jest czysty, średnioziarnisty, żółty lub biały (grubość 6 m), powierzchnia jego stanowi ów taras (P. III, wys. 200 m), bezpośrednio niższy od tarasu piasków P. II. Ciągną się one dalej ku północy w kierunku Dziewiczej Góry. Na powierzchni tarasu zachowane są gruz i bloki rozmytej moreny, wielkości do 1 m średnicy.

W piaskowni tej również doskonale jest odsłonięte zbocze tarasu. Sypkie, żółte piaski są na zboczu ścięte warstwą zbitych piasków żelazistych, ułożonych w postaci smug nieregularnych zgodnie z nachyleniem zbocza. Warstwa ta, grubości 1,0—1,5 m, zawiera w sobie soczewki gruzu i bloki morenowe, spłynięte wraz z piaskiem z góry. Nie ulega bowiem wątpliwości, że jest to soliflukcja zboczowa. Ważnym jest stwierdzenie, że warstwa soliflukcyjna sięga w dół zbocza ponad mulkami wapnistymi tylko do poziomu tarasu następnego. (P. IV, wys. 190 m, 10 m ponad dno doliny). Jest to powierzchnia powstała przez rozcięcie piasków z materiałem północnym i obniżenie mulków.

Piąty z kolei taras Uherki leży poniżej powierzchni mulków. Jest to współczesne, holocenijskie dno doliny, podmokłe i zatorfione.

## II. ANALIZA PETROGRAFICZNA

Analizie tej zostały poddane następujące typy utworów czwartorzędowych:

1. Żwiry występujące w rozmytych utworach sarmackich lub kredowych Bychawy oraz z kilku odkrywek terenu Chełm—Horodyszcze.
2. Piaski o przekątnym uwarstwieniu, leżące nad powyższymi żwirami, z odkrywek Chełm—Horodyszcze.
3. Mulki, podścielające utwory z materiałem lodowcowym z odkrywek Bychawy, Zemborzyc, Krowicy i Horodyszcza.
4. Piaski ze stropu oraz spągu moreny w Horodyszczu.

### Żwiry Bychawy i Chełma

#### a) Żwiry Bychawy

Wykonano szlify z 10 otoczków i innego kształtu okruchów ze żwirów Bychawy i rozpoznano następujące typy skał:

Krzemienie. Mają zwykle kształt płaskich otoczków, na powierzchni są ciemnoszare lub czarne, często upstrzone żółtymi plamkami, wykazują charakterystyczny przełam muszlowy, na tym przełamie barwę szarą różnych odcieni, przechodzącą zazwyczaj planisto w czekoladowo-brunatną. Barwa na



tymże przełamie bywa czasem jasnoszara lub biała. Przy badaniu mikroskopowym w zwyczajnym świetle wyróżniają się w szlifie plamy substancji nieprzeźroczystej, brunatno-czarnej i czerwono-brunatnej w świetle przepuszczo-nym, rdzawej i szarej w świetle odbitym — oraz plamy przeźroczyste, bezbarwne, szare lub żółtawe, przy czym na granicy plam gruzelki ciemne rozsy-pują się w obrębie masy przeźroczystej. Przy skrzyżowanych nikolach oka-zuje się, że przeważa masa izotropowa o charakterze opalu lub też agregatowo polaryzująca. Wśród tej krzemionkowej substancji rozrzucone są skupienia chalcedonu o zarysach kolistych, owalnych lub igielkowatych, przypuszczalnie wypełnienia szkieletów gąbek. W niektórych okazach miejsce chalcedonu zajmuje drobnoziarnisty kwarc (ziarna o średnicy poniżej 0,07 mm). Zarówno wygląd makroskopowy jak i obraz mikroskopowy tego typu otoczków jest mało urozmaicony a niezbyt jaskrawa zmienność dotyczy z jednej strony sto-sunku masy krzemionkowej do nieprzeźroczystych ciemnych agregatów, z dru-giej strony stosunku krystalicznej krzemionki w postaci chalcedonu lub kwarcu do znacznie przeważającej na ogół substancji opalowej.

Czarne kwarcyty. Analizowany okaz pochodzący z próbki żwiru, pobranego w Bychawie w wyglądzie makroskopowym jest niezbyt dokładnie obtoczony, czarny z subtelnymi wkładkami mlecznego kwarcu, przebiegającymi równoległe i zdeformowanymi w mikrofałdy. W obrazie mikroskopowym wśród nieprzeźroczystej masy brunatno-czarnej lub brunatnej z czerwona-wym odcieniem, w świetle odbitym przeważnie ciemnej, miejscami rdzawej, widać żyłki kwarcu o zmiennej grubości 0,05—1 mm i nieregularnych odga-łęzieniach. Ziarna kwarcu o wielkości 0,01—0,3 mm są pozazębiane i prze-syczone czarnymi pyłkami.

Wśród otoczków z próbki żwiru, pobranej w Chełmie, znalazł się jeden, który ze względu na wygląd makroskopowy może być również zaliczony do ciemnych kwarcytów, jest jednak jaśniejszy niż wyżej opisany. Badania mikroskopowe wykazały, że mamy do czynienia z radiolarytem, podobnym do opisanych przez Z. Sujkowskiego w dolnym gotlandzie Gór Święto-krzyskich.

Piaskowce występują w żwirach w postaci otoczków lub też kancia-stych okruchów, nie wykazujących znamion dalekiego transportu. Okruchy te różnią się zwiezłością, niektóre wykazują na przełamie strukturę zlewnego kwarcytu, inne są porowate, zwykle rdzawo wietrzejące. Na powierzchni są zazwyczaj dobrze wygładzone, barwy szarej, często upstrzone żółto-zielonymi lub białymi plamkami. Mikroskopowo stwierdzono dwa typy: W jednym z nich ziarna kwarcu o kształcie bardzo różnorodnym tkwią w spoiwie, złożonym głównie z chalcedonu, który tworzy również obwódki dookoła tych ziarn. W zmiennej ilości występuje substancja ilasto-żelazista, nieprzeźro-czysta oraz opal. Ze znanych skał Wyżyny Lubelskiej niektóre typy pias-



kowców sarmackich a także dolno-kredowych dają podobne obrazy mikroskopowe. Inny, mniej pospolity typ piaskowca, ukazuje w mikroskopie ostrokrawędziste ziarna kwarcu oraz okruchy kwarcytów o znamionach metamorfozy dynamicznej, tkwiące w spoiwie nieprzeźroczystym, brunatno-szarym, przybierającym szaro-białą barwę w świetle odbitym<sup>1</sup>. Ten typ piaskowca nie wykazuje analogii ze skalami poznanymi dotąd na terenie Lubelszczyzny.

Margle. Występują one w żwirach, zarówno w otoczakach jak i kańciastych okruchach. Badanie mikroskopowe wykazuje, że zawierają one dużo ostrokrawędzistego kwarcu i są silnie impregnowane substancją opalową, która przerasta szarą, miejscami zielonkawą masę tła. Obecność węglanów ujawnia się jedynie w wyraźnym reagowaniu na rozcieńczony kwas solny. Glaukonit obecny, jednak rzadko w świeżej formie.

Okruchy makroskopowo zupełnie podobne do wyżej wspomnianych, lecz niereagujące na kwas solny, bywają miękkie i łatwo kruszące się na pył; w obrazie mikroskopowym ukazują drobne ostrokrawędziste ziarna kwarcu w spoiwie obfitującym w tlenki żelaza i glaukonit. Inne są twardsze i ukazują spoiwo impregnowane opalem. Porównanie mikroskopowego charakteru wszystkich tego typu okruchów z niektórymi okazami „siwaka“ z okolic Puław nasuwa myśl, że pochodzą one z danu. To samo przypuszczenie wyraził prof. Samsonowicz na podstawie makroskopowej obserwacji okruchów.

Białe kwarcyty żyłowe. W niektórych otoczakach tego typu wyodrębniają się pod lupą liczne idiomorficzne osobniki kwarcu, przeważnie mleczne, czasem przeświecające. Tu i owdzie widoczne żółto-zielone plamki minerału nieprzeźroczystego a także drobne ziarenka czerwono-brunatne wyglądające na hematyt. W obrazie mikroskopowym słupki kwarcu, do 2 mm długie, często zakończone dwustronną piramidą a także przekroje sześcioboczne tkwią w drobnoziarnistym agregacie kwarcowym, w którym wyodrębniają się liczne idiomorficzne mikrolity. Ziarna kwarcu zwykle nie wykazują śladów metamorfozy dynamicznej, z wrostków zawierają głównie mikrolity kwarcu oraz smugi pyłków ciemnych i pęcherzyków, wypełnionych cieczą. Skaleni brak. Natomiast porożrucane są wśród agregatów kwarcowych gniazda minerału brunatnego, czasem blaszkowatego o barwie czerwono-brunatnej. W świetle odbitym gniazda te wykazują często regularne sześcioboczne zarysy lub też przekroje romboedryczne. Poza tym obecne izotropowe skupienia szarej substancji, lekko przeświecające.

<sup>1</sup> Według prof. J. Samsonowicza, który na podstawie makroskopowego wyglądu tego typu otoczaków określił je jako konkrecje piaszczysto-fosforytowe oligocenijskie, spoiwo zawiera fosforan wapnia. Wobec impregnacji substancją nieprzeźroczystą nie można tego stwierdzić mikroskopowo.



## b) Żwiry z odkrywek Horodyszcze — Chełm

Analiza mikroskopowa 17 okazów, wybranych spośród składników żwirów (wybierano do szlifów te okruchy, które zdawały się charakterystyczne a także i te, które nie dały się oznaczyć na podstawie makroskopowego wyglądu), doprowadziła do wniosku, że skład petrograficzny żwirów Bychawy i Chełma jest analogiczny. Wśród okruchów piaskowców natrafiono na większą różnorodność typów: poza wyżej opisanymi zauważono jeszcze otoczak zlepieńca o daleko posuniętej diagenecie oraz piaskowca ze skaleniem plagioklazowym, przerośniętym chlorytem. Kwarce żyłowe wykazują niekiedy ślady metamorfozy dynamicznej. Okruch czarnej skały krzemionkowej znaleziono również wśród żwirów Chełma, makroskopowo prawie identyczny, mikroskopowo bardziej drobnoziarnisty i zawierający obok kwarcu nieco drobnowłóknistego chalcedonu. Tutaj nazwa rogowca zdaje się właściwsza.

Jako odmienny typ składnika omawianych żwirów zauważono w żwirach Horodyszcza odłamki skrzepów krzemionkowych, podobne do tych, jakie znaleziono w szczelinie margla kredowego w Krupem koło Rejowca. Odłamki zawierają wydrążenia, w których tkwią otoczaki kwarcu o charakterze „fasolki oligoceńskiej“. Badania mikroskopowe zarówno skrzepów z Krupego jak i ze żwirów wykazują, że składają się one z czystej krzemionki, wykrystalizowanej w postaci chalcedonu.

Analiza piasków leżących nad żwirami z odkrywek  
Chełm — Horodyszcze

W tabeli 1 przedstawione są wyniki tej analizy, odnośnie morfologii, składu mineralnego i ogólnej charakterystyki wyżej wymienionych piasków, w zestawieniu z odpowiednimi cechami piasków oligoceńskich i sarmackich z jednej strony — a piasków niewątpliwie lodowcowego pochodzenia z drugiej<sup>1</sup>.

W odkrywce piasków przekątnie uwarstwionych przy drodze: Dziewicza Góra — cegielnie w Horodyszczu, zanalizowano szczegółowo cały profil, pobierając próbki piasku z poszczególnych warstewek w odstępach około 30 cm i przedstawiono wyniki pod liczbami 1—7, idąc od spągu do stropu.

<sup>1</sup> Analizę piasku oligoceńskiego z Dziewiczej Góry wykonała mgr Maria Jahn. Co do tzw. fasolki oligoceńskiej — występującej w pewnych poziomach tego piasku a zagadkowej zarówno pod względem swego składu jak i pochodzenia — to wymagałaby ona w przyszłości bardziej szczegółowej analizy. „Fasolka“ jest zbyt drobna, by można z niej było wykonać szlify. Aby uzyskać pewne dane o charakterze otoczków krzemionkowych wykonano preparaty z czterech dowolnie wybranych ziarn, pokruszonych na drobny piasek. Analiza mikroskopowa wykazała obecność następujących elementów: 1. Piaskowiec kwarcytowy z nieznaną ilością glaukonitu i czerwonych tlenków żelaza. 2. Kwarce żyłowe z wrostkami pyłu węglowego. 3. Drobnoziarnisty rogowiec z substancją bitumiczną. 4. Krzemień zbudowany z opalu, tlenków żelaza i substancji węglowej.



TABELA 1

Charakterystyka piasków okolic Rejowca i Chełma

Nazwa i miejscowość	Średnia wielkość ziarn w mm	Ziarna ostro-krawędziste	Kwarc i okruchy skał krzemionkowych	w %			Charakterystyczne minerały ciężkie	Charakterystyka ogólna
				Skalenie	Glaukonit	Tlenki Fe		
Piasek oligoceński Gruszów	0,16	70	70	śląd	30		cyrkon, rutyl, staurolit, cjanit, turmalin	ziarno dobrze wysortowane o nieznacznej obróbce; dużo okruchów rogowców i krzemieni
Piasek oligoceński Dziewicza Góra	0,13	76	61	„	39		jw.	jw.
Piasek sarmacki Gruszów	0,31	53	89	„	11	śląd	jw. + piroksen, biotyt, granat, ślady hornblendy—turmalin	ziarno gorzej wysortowane, obróbka lepsza, kwarcie poprzerastane tlenkami żelaza, glaukonit świeży tylko w postaci pyłu, ziarna większe zlimonityzowane
Piasek zbadanych odkrywek <sup>1</sup>								
a. Horodyszczce:								
1. spąg	0,16	63	93	1	śląd	6	jw. + turmalin, apatyt—biotyt, hornblenda	ziarno dobrze wysortowane, nieznaczna obróbka, ziarna poprzerastane tlenkami żelaza, dużo pyłu czerwono-brunatnego
2.	0,20	51	96	śląd	2	2	jw.	ziarna gorzej wysortowane, obróbka lepsza
3.	0,29	47	97	„		3	jw.	jw.
3 a. wtrącenie piasku gruboziarnistego	1,14	45	100		śląd		jw.	ziarno przemyte, źle wysortowane, o nieznacznej obróbce
4.	0,26	54	96	śląd	1	3	jw.	ziarno gorzej wysortowane, obróbka lepsza

<sup>1</sup> Utwory wiekowo nieoznaczone, lecz starsze od czwartorzędu.



TABELA 1 (ciąg dalszy)

Nazwa skały i miejsowość	Średnia wielkość ziarn w mm	Ziarna ostro- krawędziste	Kwarc i okruchy skał krzemion- kowych	w %			Charakte- rystyczne minerały ciężkie	Charakterystyka ogólna
				Skalenie	Glaukonit	Tlenki Fe		
5.	0,29	46	95	śląd	3	2	jw.	więcej ziarn czystych przemitych, o nieznacz- nej obróbce i słabym wy- sortowaniu
6.	0,26	58	92	„	śląd	8	jw.	ziarna zabrudzone py- łem żelazistym lepiej wysortowane
7. strop	0,26	65	97	1	1	1	jw.	ziarna dobrze wysorto- wane i przemyte, poja- wiają się ziarna mleczo- nego kwarcu, niezauwa- żane w piaskach po- przednich
b. Chelm								
1.	0,11	74	96	śląd	2	2	jw.	ziarno dobrze wysorto- wane i przemyte, cha- rakterystyczny różno- barwny idiomorficzny turmalin
2.	0,14	64	96	1	2	1	jw.	ziarno dobrze wysorto- wane, czyste
3.	0,12	63	74	śląd	13	13	jw.	ziarno dobrze wysorto- wane, zabrudzone py- łem żelazistym
4.	0,17	67	87	1	6	6	jw.	ziarno gorzej wysorto- wane zabrudzone py- łem żelazistym
5.	0,11	66	95	śląd	2	3	jw.	ziarno wysortowane, czyste, charaktery- styczny obfity piroksen
6.	0,11	59	85	„	śląd	15		ziarno dobrze wysorto- wane, przesońnięte py- łem żelazistym
7. wtrącenie piasku grubo- ziarnistego	0,72	39	100		„ kalcyt		jw.	ziarno czyste, gorzej wysortowane
Piasek lodow- cowy Horod- ydzsze. Spag.	0,25	44	93	3	śląd 2	2	jw. + amfibol, biotyt, muskowit	ziarno źle wysortowane dużo ziarn matowych, lepsza obróbka niż w poprzednich



TABELA 1 (ciąg dalszy)

Nazwa skały i miejscowość	Średnia wielkość ziarn w <i>mm</i>	Ziarna ostrokrawędziste	Kwarc i okruchy skal krzemionkowych	Skalenie	Glaukonit	Tlenki Fe	Charakterystyczne minerały ciężkie	Charakterystyka ogólna
Piaszek lodowcowy. Horodyszcze, górna część moreny	0,23	46	95	2		3	chloryt, epidot, korund-staurolit nieoznaczone	ziarno lepiej wysortowane, dużo ziarn matowych

Odczytujemy pod rubryką: średnia wielkość ziarn w *mm*, że wielkość ta zmienia się i waha w sposób rytmiczny, na ogół jednak wzrasta, idąc od spągu do stropu. Mniej więcej w połowie odkrywki pojawia się wtrącenie grubego piasku o ziarnach powyżej 1 *mm*, jest to nikle wtrącenie, które szybko wyklinowuje się. Zmienny jest również charakter obróbki ziarn, ujawniający się w kształtach i oszlifowaniu powierzchni, procent ziarn ostrokrawędzistych maleje na ogół ze wzrostem średniej wielkości. Zgodnie z tą rytmiką zachowuje się również nagromadzenie w niektórych warstwach pyłu żelazistego, który zwykle wzrasta procentowo w piaskach o ziarnach drobniejszych i lepiej wysortowanych. Ów pył żelazisty wykazuje pod mikroskopem barwę czerwono-brunatną, liczne są przeświecające, lekko pleochroiczne blaszki. Przypuszczalnie mamy tu do czynienia z hematytem, powstałym przy wietrzeniu utworów sarmackich, często obfitujących w oolity żelaziste. Glaukonit w opisanych piaskach jest rzadko świeży i występuje przeważnie w postaci zlimonityzowanego pyłu.

Piaski podobnego typu, występujące przy szosie Chełm—Rejowiec oraz 2 *km* na W od miasta przy szosie Chełm—Lublin, nie były analizowane tak systematycznie od spągu do stropu jak poprzednio opisane. Zbadano jednak mikroskopowo 7 próbek, różniących się od siebie mniej lub więcej w mikroskopowym wyglądzie. Jak widać z tabeli 1 wyniki analizy potwierdzają spostrzeżenia, wyrażone w części I tej pracy, o spokojniejszej sedimentacji tych piasków w porównaniu z piaskami Horodyszcza. Ziarno jest drobniejsze, lepiej wysortowane, bardziej ostrokrawędziste i zabrudzone pyłem żelazistym. Często piaski te zawierają duży procent glaukonitu i tlenków żelaza. Również skalenie (głównie potasowe) są w nich częściej spotykane



Wtrącenia piasków gruboziarnistych, przemytych i różnoziarnistych, spotyka się tu również.

Najważniejsze są spostrzeżenia, dotyczące właściwości omawianych piasków w zestawieniu z charakterem piasków starszych i młodszych. Jak widać z tabeli 1 piaski oligoceńskie zawierają na ogół ziarno drobniejsze, więcej ostrokrawędziste, lepiej wysortowane niż piaski uwarstwione przekątnie z Horodyszczu, natomiast zbliżają się pod tym względem do piasków Chełma. W tym ostatnim przypadku różnica dotyczy składu mineralnego: procent glaukonitu ostatnio analizowanych piasków nigdy nie dochodzi do ilości tegoż minerału w piaskach oligoceńskich i nigdy glaukonit nie jest tu tak świeży. Ponadto w porównaniu z piaskiem oligoceńskim, zawierającym wiele okruchów z chalcedonem i opalem, piaski nad żwirami Horodyszczu i Chełma zawierają ich mniej w stosunku do odłamków kwarcytów, czasem o charakterze metamorficznym.

Piaski sarmackie mają pod pewnymi względami inny charakter niż omawiane piaski nad żwirami: zawierają większy procent ziarn obtoczonych, ziarno jest gorzej wysortowane, poprzerastane tlenkami żelaza i czarnymi utworami o formach dendrytycznych. Ziarna kwarcu, zarówno piasków oligoceńskich jak i piasków nad żwirami Horodyszczu i Chełma charakteryzują się obfitością wrostków sagenitu, podczas gdy w piaskach sarmackich nie zauważono tego rodzaju mikrolitów. Wśród okruchów skał krzemionkowych w piaskach sarmackich przeważają rogowce i kwarcyty. Natomiast pod względem wielkości ziarn piaski przekątnie uwarstwione, występujące przy drodze do cegielni w Horodyszczu, są więcej zbliżone do piasków sarmackich aniżeli oligoceńskich. Także przerosty o formach dendrytycznych (tlenki manganu), pojawiające się niekiedy w piaskach nad żwirami, mówią o ich związku genetycznym z sarmatem.

Skalenie, pojawiające się sporadycznie we wszystkich trzech typach piasków, niewiele nam mówią o ich związku genetycznym. Jest ich bardzo niewiele a udało się bez żadnej wątpliwości stwierdzić tylko obecność mikroklinu, minerału znoszącego daleki transport i mało charakterystycznego odnośnie bliższych danych o skale macierzystej. Minerale przypominające plagioklaz są tu zawsze tak zwietrzałe i poprzerastane substancją niewiadomej natury, że ich nazwać nie podobna.

Ważnym oczywiście wskaźnikiem odnośnie pochodzenia i pozycji stratygraficznej piasków omawianych jest jakość i ilościowy stosunek minerałów rzadkich<sup>1</sup>. Jak widać z tabeli 1 i 3, skład jakościowy zespołu tych minerałów w interesujących nas piaskach jest tego rodzaju, że nie nasuwa się

<sup>1</sup> Zagadnienie minerałów rzadkich jako wskaźników stratygraficznych opracował w szczególności A. Oberc. Praca ta pt. „Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minerałów” zapewne wkrótce ukaże się w druku.



potrzeba przyjmowania domieszki innego materiału poza piaskiem oligoceńskim a stosunek ilościowy wypada w przybliżeniu taki, jaki by wynikał z obliczenia średniej dla piasków oligoceńskich i sarmackich.

Porównanie piasków przekątnie uwarstwionych z Horodyszcza z występującymi wyżej piaskami niewątpliwie lodowcowego pochodzenia, oddzielnymi od pierwszych kompleksem mulków, zarówno na podstawie terenowych obserwacji jak i analiz mikroskopowych prowadzi do wniosku, że charakter sedimentacji obu typów piasków był odmienny. Piaski lodowcowe mają większy procent ziarn obtoczonych a także matowych i są gorzej wysortowane. Pod względem składu mineralnego zaznacza się wzrost procentu skaleni (obok mikroklinu pojawia się plagioklaz bogaty w sód) oraz zmiana w stosunkach ilościowych i jakościowych minerałów rzadkich. Staurolit znika, procent granatu wzrasta wybitnie, pojawia się hornblenda zielona oraz charakterystyczny dla piasków lodowcowych Wyżyny Lubelskiej jasnozielony piroksen jednoskośny o kątach  $c : \gamma$  około  $40^{\circ}$ , ponadto miki, epidot, korund i również charakterystyczny niebiesko-zielony chloryt, powstający przypuszczalnie z rozkładu hornblendy lub biotyту. Znamionym dla piasków lodowcowych jest występowanie kalcytu oraz dobrze zachowanych szczątków otwornic. Pochodzą one przypuszczalnie z marglu kredowego, którego okruchy w osadach rzecznych piasków poprzednio opisanych uległy roztarciu lub też rozpuszczeniu, w osadach lodowcowych miały natomiast lepsze warunki do zachowania się w piasku.

Wszystkie w tym rozdziale przedstawione fakty przemawiają za wnioskiem, że materiał piasków przekątnie uwarstwionych nad żwirami Horodyszcza oraz analogicznych utworów z odkrywek bliższych Chełma, pochodził ze skal miejscowych, głównie piasków oligoceńskich i że piaski omawiane nie zawierają materiału północnego ani innego materiału z terenów krystalicznych.

#### PORÓWNANIE ŻWIRÓW I PIASKÓW LEŻĄCYCH NAD ŻWIRAMI WYŻYNY LUBELSKIEJ Z UTWORAMI PREGLACJALNYMI ZAWICHOSTA

Próbkę utworów preglacjalnych Zawichosta, z odkrywki opisanej przez J. Samsonowicza (23), odstąpił nam dr W. Pożaryski, za co mu najuprzejmiej dziękujemy. Analiza mikroskopowa żwirów z tej odkrywki stwierdziła występowanie w nich następujących typów skał:

Krzemienie. W makroskopowym wyglądzie, sposobie wietrzenia oraz mikroskopowym obrazie zupełnie podobne do krzemieni odkrywek Bychawy i Chełm—Horodyszcze. Przeważa substancja opalowa, szczątki gąbek wypełnione są chalcedonem lub drobnoziarnistym kwarcem.

Czarne kwarcyty. Jeden z okruchów okazuje się przy badaniu mikroskopowym prawie identyczny z jednym z kwarcytów z Bychawy. Drugi wykazuje charakter skały metamorficznej. Zawiera oprócz kwarcu substancję



węglową, wyglądającą na grafit oraz nikle, nieliczne blaszki miki, blado-żółtej o słabym pleochroizmie i dużej dwójłomności<sup>1</sup>.

Kwarcyty żyłowe. Mlecznobiałe, żółtawo wietrzejące. W obrazie mikroskopowym widać duże, do 1,2 mm dochodzące, pozazębiane ziarna kwarcu, czyste, pozbawione wrostków krystalicznych, przecięte tylko nikłymi, rzadkimi smugami czarnych pyłków. Podobne typy spotykane są również w żwirach Bychawy i Chelma.

Piaskowce. W próbce żwirów znalazły się dwa okruchy ciemnoszarych, żółtawo-wietrzejących piaskowców. Pod mikroskopem widać przeważnie ostrokrawędziste kwarcy i kwarcyty wśród spoiwa izotropowego, miejscami przeświecającego szaro-żółto, przeważnie nieprzeźroczystego, brunatnego. W jednym z nich obecne obfite szczątki organizmów o zarysach gąbek. Szkielety wypełnione słabo dwójłomną substancją oraz ciemnobrunatną, nieprzeźroczystą. Z mineralów rzadkich obficie występuje cyrkon, obecny jest też rutil jako siatki sagenitowe w kwarcach, staurolit i różnokolorowy turmalin. Skaleni nie rozpoznano. Piaskowce te nie są podobne do spotykanych w żwirach Wyżyny Lubelskiej.

Piaski preglacjalne z Zawichosta. W przeciwieństwie do piasków nad żwirami Horodyszca piaski te są wybitnie źle wysortowane. Pewne jednak wskazówki co do analogii piasków z Zawichosta z poprzednio omawianymi dają się wysunąć. Ziarno piasku preglacjalnego z Zawichosta jest w przewodzie ostrokrawędziste i wykazuje nieznaczną obróbkę mechaniczną. Prócz kwarcu obecne brunatne i czarne gruzelki oraz charakterystyczny dla piasków poprzednio opisanych pył hematytowy. Z mineralów ciężkich zauważono: różowy granat (w przewodzie), cyrkon, staurolit, rutil, cjanit oraz niebiesko-zielony turmalin. Ziarna tych mineralów są ostrokrawędziste, nieregularne lub obtoczone. Ze skaleni zauważono jedno ziarno mikroklinu, skaleni plagioklazowych brak.

#### ANALIZA MULKÓW PODŚCIELAJĄCYCH UTWORY Z MATERIAŁEM LODOWCOWYM

Makroskopowy opis tych skał podany jest w części pierwszej tej rozprawy. Przy badaniu pod lupą o 10-krotnym powiększeniu najbardziej drobnoziarnistych odmian z dolnych poziomów tej serii nie dają się rozpoznać żadne minerały wśród pyłu siwego o różnych odcieniach barwy żółtej i zielonkawej. Przy badaniu mikroskopowym (powiększenie ok. 100-krotne) okazuje się, że wybitnie przeważającym składnikiem jest kwarc ostrokrawędzisty, przy czym znaczny procent jego ziarn nie osiąga 0,01 mm.

Rozsiew ziarn kwarcu na poszczególne wielkości oraz przybliżony skład mineralny badanych mulków przedstawiony jest w tabeli 2. Odnośnie wiel-

<sup>1</sup> Szlify i okazy czarnych otoczków Bychawy i Zawichosta przejrzał na naszą prośbę prof. A. Gawel i określił je jako łupek kwarcytowo-serycytowy, zbliżony do rogowców i lidytów.



kości ziarn stwierdzamy, że ziarno najdrobniejsze posiada mulek dolnego poziomu Bychawy, miejscowości najbardziej na południe wysuniętej wśród rozpatrywanych. Widzimy ponadto, że wielkość ziarn z reguły wzrasta, gdy przechodzimy od dolnej części serii ku stropowi. Dla porównania umieszczono w tabeli wielkość ziarn lessu lubelskiego w celu wykazania, że na ogół mulki posiadają ziarno zbliżone do wielkości ziarn lessu lub też drobniejsze.

**TABELA 2**  
**Wielkość ziarn i skład mineralny mulków**

Miejscowość	Ziarna o wymiarach			Skład mineralny		
	a) < 0,01 mm b) 0,01—0,05 mm c) 0,05—0,5 mm			kwarc, skalenie, okruchy skal krzemion- kowych	kalcyt	reszta: tlenki że- laza, serycyt, glaukonit, min. rzad- kie i bliżej nieokr. subst. ilas.
	w % objętości					
	a	b	c	w % objętości		
Bychawa 1. Poziom dolny .....	61	32	7	83		17
Bychawa 2. Poziom górny .....	24	66	10	93		7
Zemborzyce .....	37	49	14	95		5
Zemborzyce wg Krisztafowicza .....	24	76				
Krowica .....	43	51	6	84		16
Horodyszcze 1. Poziom dolny .....	58	36	6	73		27
Horodyszcze 2. Poziom górny .....	50	45	5	56	36	8
Lublin. Czechów. Less .....	35	55	10	86	9	5
Typowy less lubelski wg Kriszta- fowicza .....	22	78		przeważa kwarc i ortoklaz akcesoryczny plagioklaz i min. ciężkie jak w tab. 3		

Co do składu mineralnego mulków, to niestety udało się go oznaczyć tylko w bardzo grubym przybliżeniu. Trudności odróżniania ziarn wśród pyłu o wymiarach poniżej 0,01 mm sprawiły, że zestawiono te minerały tylko w dwie grupy. Nie jest przy tym wykluczone, że słabo dwójłomny pył, który zaliczono do kwarcu i skaleni, zawiera również blaszki miki o takiej orientacji optycznej, że ich wyższa dwójłomność nie ujawnia się. Procentu skaleni nawet w przybliżeniu oznaczyć nie podobna. Licząc tylko te skalenie, których natura daje się dostatecznie dokładnie stwierdzić na podstawie zrostów bliźniaczych, uzyskujemy liczby 3—5%, być może jest ich znacznie więcej, lecz przy tego rodzaju wymiarach pyłu odróżnienie skaleni o niskim współczynniku załamania od kwarcu — gdy brak jest zbliżniczeń — zupełnie jest niewykonalne.

Mimo tych trudności wyniki badań mikroskopowych mulków prowadzą do interesujących wyników:



1. Procent skaleni jest niewątpliwie wyższy niż w podścielających je utworach a co ważniejsze obok mikroklinu pojawia się zupełnie świeży, albitowo zbliżniaczony plagioklaz, przypuszczalnie albit oraz kwaśny oligoklaz — a czasem większe (do 0,14 *mm* średnicy) ziarna ortoklazu o zrostach karlsbadzkich, jakich nie zauważono dotąd w skałach starszych Wyżyny Lubelskiej.
2. W dolnym mulku Bychawy zauważono okruch granitu, złożonego z kwarcu i alkalicznego skaolinizowanego skalenia.
3. Faktem decydującym o pochodzeniu materiału mulków jest jednak charakter zespołu minerałów rzadkich, który odczytujemy w tabeli 3.

Analiza minerałów rzadkich była przy badaniu wszystkich skał omawianych w tej rozprawie tą częścią pracy laboratoryjnej, na którą położono największy nacisk, a przy której natrafiono na największe trudności. Jedyne dostępne nam tu w tej chwili związki, pomocny przy zagęszczaniu minerałów rzadkich, mianowicie azotan srebra, okazał się użyteczny jedynie w przypadku utworów piaszczystych i niezbyt obfitujących w glaukonit i związki żelaza<sup>1</sup>. W przypadku innych skał stosowano „wylawianie“ minerałów rzadkich w licznych preparatach mikroskopowych z badanego pyłu.

Z tego też względu nie udało się oznaczyć stosunku wagowego minerałów rzadkich do innych składników mulków. Analiza mikroskopowa wykazuje jednak, że procent rzadkich minerałów w mulkach przekracza co najmniej kilkakrotnie ten procent w piaskach uprzednio omawianych. W tych ostatnich minerały rzadkie pojawiają się w ilości 1—3 ziarn w całym preparacie, w mulkach po kilka ziarn w polu widzenia, zatem ok. 2—3% (ilość może trochę przeceniona wśród pyłu kwarcowego, który nie zawsze daje się wzrokiem uchwycić i gubi się wśród ziarenek o wyższym współczynniku załamania).

Oznaczono więc tylko wzajemne stosunki ilościowe minerałów, umieszczając pod rubryką „nieoznaczalne“ te, których natura była niepewna.

Tabela 3 przedstawia stosunki w zespole minerałów rzadkich dla serii skał Wyżyny Lubelskiej, idąc od kredy aż do utworów lodowcowych. Interpretacja wyników analizy, przedstawionych w tabeli, jest prosta. O ile we wszystkich poznanych dotąd starszych utworach Wyżyny Lubelskiej, podścielających omawiane mulki, wahania we wzajemnym stosunku minerałów rzadkich są bardzo nieznaczne, o tyle zespół ten w mulkach zmienia się wyraźnie, przybywają nowe minerały, charakterystyczne również dla utworów niewątpliwie lodowcowego pochodzenia, przy czym jednak materiał miejscowy odgrywa rolę dominującą. W Bychawie, miejscowości najdalej na południe wysuniętej, udział obcego materiału jest nieznaczny, w Zemborzycach odgrywa już poważną rolę, co nie zgadza się z obserwacjami Krisztafowicza (12), według

<sup>1</sup> Wyzdzielaniem rzadkich minerałów przy pomocy  $AgNO_3$  zajął się J. Trembaczowski.



którego mulki zawierają tylko miejscowy materiał a z minerałów rzadkich tylko rutyl. Znamionym jest wybitny spadek w mulkach procentu staurolitu i cjanitu, tak charakterystycznych dla utworów starszych.

TABELA 3  
Minerały ciężkie niektórych skał Wyżyny Lubelskiej

Nazwa i miejscowość	Cyrkon	Rutyl	Staurolit	Cjanit	Turmalin	Granat	Piroksen	Biotyt	Muskowit	Amfibol	Apatyt	Chloryt	Epidot i zojzyt	Korund	Sylianit	Tytanit	Minerały nie- oznaczalne
	w % objętości																
Piasek albski. An- nopol .....	24	16	25	21	5	2	4	2	1								
Piasek oligoceński Dziewicza Gór: ..	56	14	11	9	9		1										
Piasek sarmacki Gruszów .....	9	12	21	28		2	15	2									10
Piasek z Horodysz- cza .....	20	14	10	18	6	8	12										10
Mulek bezwapienny:																	
Bychawa .....	31	18	10	2	6	3	10	5	3	3			3				6
Zemborzyce .....	21	4	2	7	11	4	6	7	3	4	13	3	7	2	1		5
Krowica .....	20	11	2	6	9	2	10	4	4	6	10	3	4	2	1	1	5
Horodyszcze ....	20	7	2	8	8	8	4	5	4	2	4	2	11	8	2		5
Mulek wapienny:																	
Horodyszcze ....	16	4		4	6	6	3	10	8	8	4	12	8	4			7
Piasek lodowcowy:																	
Horodyszcze ....	2	2		4	6	26	10	18	2	14	4	6	1	1			4
Puławy.....	15	2	1		2	42	6	24		6							2
Less Lublin - Cze- chów .....	12	3	1	3	6	6		6	3	12	10	23	4		2		9
Less lubelski wg Krzysztafowicza ..	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	+	-	-		+		
Less sokalski wg Tokarskiego.....	+	+	-	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+				

Cechy optyczne i charakter mechanicznej obróbki minerałów ciężkich pochodzących przypuszczalnie z miejscowego materiału, zmieniają się nieznacznie w całej tu omawianej serii utworów w stosunku do tych cech, jakie podaliśmy przy opisie piasków albskich Rachowa (36). Są tu tylko nieznaczne odchylenia. Piaski sarmackie charakteryzuje piroksen rombowy oraz czerwono-brunatny biotyt. Piaski oligoceńskie oraz uwarstwione piaski Horodyszcza i Chełma ukazują wybitnie idiomorficzne oraz różnokolorowe turmaliny.



Pirokseny mulków oraz utworów lodowcowych są wyraźnie odmienne od piroksenów skał starszych: wyraźnie zielono zabarwione, jednoskośne o kątach znikania światła  $c : \gamma$  powyżej  $40^{\circ}$ . Amfibol występuje przeważnie jako hornblenda zielona o kątach  $c : \gamma$   $15-28^{\circ}$ . Rzadka jest hornblenda bazaltowa oraz aktynolit. Biotyt występuje tu w blaszkach barwy jasno-żółtej<sup>1</sup>. Chloryt jest niebiesko-zielony. Tytanit bardzo rzadki o regularnych zarysach rombowych. Apatyt i epidot zwykle w nieregularnych okruchach. Korund w ziarnach niebieskawych, pozbawionych spękań.

Porównanie mulków z lessiem najbliższych okolic Lublina (Czechów) wykazuje analogię pod względem wielkości i morfologii ziarn tych osadów a także pod względem składu mineralnego, zwłaszcza gdy porównamy tenże less z mulkiem wapiennym, zawierającym węglan wapnia w znacznym procencie, przy czym duży procent kalcytu wypełnia w postaci włóknistej skorupki foraminiferów, dając w świetle spolaryzowanym ciemny krzyż. Glaukonit jest we wszystkich tych utworach rzadki i źle zachowany. Stosunki wśród mineralów rzadkich są podobne, jednak w lessie lubelskim wzrasta znacznie procent chlorytu, natomiast znika piroksen, co jest zgodne z opisem Krisztafowicza (12). Dla porównania umieszczone zostały w tabeli 3 odpowiednie cyfry dla lessu sokalskiego. Według J. Tokarskiego (31) piroksen jest tu nieliczny i występuje jedynie w postaci hyperstenu, piroksenów jednoskośnych brak zupełnie. Natomiast występuje tu przypuszczalnie glaukofan.

#### ANALIZA PIASKÓW LODOWCOWYCH Z HORODYSZCZA

Fizjografia tych piasków podana była przy ich zestawieniu z piaskami z nad żwirów Horodyszca i Chelma. Z tabeli 3 odczytujemy, że minerały rzadkie piasków lodowcowych podobne są pod względem jakościowym do tychże mineralów w mulkach i lessach, zaznacza się tu jednak spadek ilości cyrkonu a znaczny wzrost ilości granatu i biotyту, przy czym biotyt jest barwy czerwono-brunatnej i świeży. Różnice te związane są niewątpliwie z rodzajem transportu i odległością źródła materiału, domieszanego do okruchów skał miejscowych. Analogia składu zespołu mineralów rzadkich piasków lodowcowych Horodyszca i Puław (35) jest wyraźna.

### III. WNIOSKI STRATYGRAFICZNE I PALEOGEOGRAFICZNE

Opisane wyżej pod względem następstwa warstw i petrograficznie scharakteryzowane cztery profile utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych z Wyżyny Lubelskiej posiadają tyle cech wspólnych, że porównanie tych

<sup>1</sup> Jest to być może ubogi w żelazo gatunek biotyту, lecz nasuwa się przypuszczenie, że pospolitszy w granitach biotyt żelazisty ulega blaknięciu w szczególnych warunkach wietrzenia. Według E. Blanka i R. Melville'a (Untersuchungen über die rezente u. fossile Verwitterung des Gesteins innerhalb Deutschlands. Chemie d. Erde 1940/41) w klimacie arktycznym wietrzenie skał polega głównie na uchodzeniu z nich żelaza.



przekrojów stwarza pewną podstawę wyciągnięcia ogólnych wniosków stratygraficznych.

Punktem wyjścia naszych rozważań jest stwierdzenie stosunku zbadanych utworów do warstw sarmatu, występujących na wierzchołkach wzgórz tuż obok Bychawy i Chełma (Trejdosiewicz, 34; Kowalewski, 9).

Żwirowisko, podścielające mulki w Bychawie, zawiera między innymi gruz kwarcytowych piaskowców sarmackich. Żwiry te są zatem młodsze od sarmatu. Nie precyzując na razie ściślej ich wieku uznajemy je za preglacjał.

W Chełmie i Horodyszczu żwiry krzemienno-kwarcytowe znajdują się pod serią piasków a na tłustych, bezwapiennych, siwo-zielonych, brązowych lub czarnych ilach, niewątpliwie trzeciorzędowych<sup>1</sup>. W żwirach tych zostały znalezione odłamki piaskowców kwarcytowych, przypominających piaskowce sarmackie. Wobec tego żwiry te odpowiadałyby co do wieku żwirom bychawskim, a piaski nad nimi uznać należało by również za utwór preglacjałny. Uwagę powyższą wypowiadamy z pewnym zastrzeżeniem, gdyż dotyczy ona tylko części tych żwirów (zwłaszcza w okolicy Horodyszczu), albowiem piaski nad żwirami szczególnie w Chełmie posiadają znamiona piasków morskich i są podobne pod pewnym względem do szeroko rozpostartych na Wołyniu i Polesiu piasków, które Rühle (22) uważa za tortońskie. Charakter sedymentacji morskiej posiadają piaski odsłonięte 2 km na W od miasta przy szosie Chełm—Lublin. Spąg tych bezskamielinowych piasków nie jest nam znany. Wiek ich nie może być na razie określony, wymagałoby to bowiem prześledzenia tych piasków na szerszym terenie. Analiza petrograficzna (stosunek ilościowy minerałów ciężkich) świadczy raczej o tortońskim wieku piasków.

Porównanie żwirowisk Bychawy ze żwirowiskiem Chełm—Horodyszczu wykazuje niemal identyczność ich składu petrograficznego. Analiza petrograficzna dowodzi, że utwory te w większości powstały z rozmycia skał starszych, miejscowych, zwłaszcza kredy i oligocenu. Poza tym jednakże mamy tu żwiry, których macierzystych skał musimy szukać w okolicach bliższych i dalszych. Dotyczy to w pierwszym rzędzie krzemieni oraz czarnych kwarcytów i rogowców.

Prof. Jan Samsonowicz, który przejrzał okazy żwirów — za co mu na tym miejscu składamy wyrazy wdzięczności — podał następującą opinię: krzemienie wykazują duże podobieństwo do krzemieni typu wałdajskiego (karbońskie). Otoczaki z konkretyj fosforanowo-piaskowcowych pochodzą z warstw oligocenkich, obserwowanych na Wołyniu. Możliwe, że ten typ

<sup>1</sup> Na możliwość uznania tych ilów za utwór mioceniński zwrócił uwagę dr E. Rühle widząc w nich ekwiwalent występujących na zachodnim Polesiu i Wołyniu ilów garncarskich, których wiek został już wcześniej określony (22).



oligocenu występował również na Wyżynie Lubelskiej. Otoczaki glaukonitowo-piaskowcowe pochodzą z danu, są więc raczej materiałem lokalnym. Zagadkowe otoczaki, opisane w rozdziale poprzednim pod nazwą czarnych kwarcytów i rogowców, są wg prof. Samsonowicza trudne do zidentyfikowania. Niektóre z nich wyglądają na skały metamorficzne. Ogólnie biorąc źródła części materiałów obcych zbadanych żwirowisk należałoby szukać — sędzi prof. Samsonowicz — na wschodzie lub północnym wschodzie.

Co do natury i pochodzenia czarnych kwarcytów i rogowców opinię swoją wypowiedzieli prof. Antoni Gawel i prof. Marian Książkiewicz z Krakowa. Obaj skłonni są uważać owe skały za materiał prakarpacki. Podobieństwo tych otoczków do żwirów egzotycznych z fliszu karpackiego jest uderzające.

Pewne zróżnicowanie żwirowisk (w zestawieniu Bychawa, Chełm—Horodyszcze, Zawichost) da się ująć następująco. W Chełmie—Horodyszczu jest duża przewaga krzemieni, są one wielkie (często ponad 10 *cm* średnicy), płaskie, dobrze obtoczone. Dużo jest tu również żwirów oligoceńskich, zwłaszcza konkrety fosforanowo-piaskowcowych. Wszystkie te żwiry są reprezentowane w obu pozostałych stanowiskach, lecz ich wielkość i stosunek ilościowy zmienia się. W Bychawie krzemienie są drobne (najwyżej do 6 *cm* średnicy), nie posiadają tak zdecydowanie jednolitego charakteru jak w Chełmie. Natomiast mamy tu stosunkowo wiele rogowców i czarnych kwarcytów typu prakarpackiego (najwięcej ze wszystkich odkrywek). We wszystkich żwirowiskach spotykamy pewną gradację wielkości czarnych żwirów rogowcowych, od otoczków o średnicy ponad 5 *cm*, do małych żwirków typu „fasolki“ oligoceńskiej. Również cechą ogólną jest fakt, że jedynie drobne żwirki posiadają powierzchnię dobrze wygładzoną i lśniącą, podczas gdy większe otoczaki tego typu są bardziej kanciaste i o powierzchni chropawej.

Zastanawiając się nad sprawą pochodzenia żwirów opisanych trzech stanowisk dążymy do rozwiązania dwu zasadniczych zagadnień: 1) ustalenie położenia skał macierzystych, z których pochodzą żwiry, 2) rekonstrukcja kierunków hydrograficznych, z którymi akumulacja żwirów jest związana. Rozwiązanie problemu pierwszego nie wyjaśnia jeszcze problemu drugiego. Żwiry, zwłaszcza żwiry skał odpornych jak krzemieni i kwarcytów, od czasu powstania swego w złożu pierwotnym mogą być przenoszone w złoża drugo-, trzecio- i dalszorzędne. Każdy cykl tworzenia się nowego złoża ma swoją własną orientację kierunkowo-hydrograficzną. Pozycja żwirów w złożu ostatniego rzędu pozwala wykryć kierunki hydrograficzne tylko w nawiązaniu do położenia tychże żwirów w złożu przedostatniego rzędu — a nie w stosunku do położenia skał macierzystych.

Spośród żwirów preglacialnych żwirowisk Wyżyny Lubelskiej szczególną wartość w dyskusji wyżej poruszonych zagadnień mają krzemienie i czarne kwarcyty, względnie rogowce. Podobieństwo naszych otoczków czarnych



kwarcytów i rogowców do tego typu żwirów egzotycznych, znajdujących we fliszu karpackim, stanowi pierwszy fakt orientacyjno-kierunkowy. Z faktu tego wynika, że rzeki, które przyniosły owe żwiry, płynęły z południa.

Z pozoru inaczej przedstawia się sprawa krzemieni. Stosownie do opinii prof. Samsonowicza miejsc ich pierwotnego pochodzenia należało by szukać na wschodzie a raczej nawet na północnym wschodzie. Potwierdzeniem tej opinii jest fakt, że w okolicy Chełma krzemieni jest znacznie więcej i są one wyraźnie większe aniżeli w Bychawie. Z dawnych (24) prac tego autora wiadomo, że krzemienie paleozoiczne są szeroko rozrzucone w młodszych formacjach na Wołyniu (po Łuck).

Aczkolwiek praźródło żwirów krzemiennych znajdowało się na wschodzie, to jednak młodsze ich złoża mogą występować gdzie indziej. W deltowych i przybrzeżnych osadach tortońskich, znanych *in situ* wzdłuż krawędzi Podola i Roztocza oraz w rezydualnych gruzach rozmytej powłoki tortońskiej na Nadbużu, znane są tkwiące w tych utworach pojedyncze żwiry płaskich krzemieni i kwarcytów (18). Na razie nie zostało dowiedzione skąd dostały się tutaj owe otoczaki i z jakich skał one pochodzą. J. Nowak (20) stwierdza, że niektóre z krzemieni, spotykanych na Nadbużu (a pochodzące wg zdania A. Malickiego i A. Jahna (18) z rozmycia pokrywy tortońskiej) są jurajskiego wieku a ich skał macierzystych należy szukać na Polesiu. Można by również przypuszczać, że część tych krzemieni pochodzi z karbonu z obszarów północno-wschodnich. W każdym razie w żwirowiskach preglacjalnych, znanych wzdłuż Bugu zwłaszcza w Kamionce Strumiłowej (3) bardzo licznie uczestniczą krzemienie podobne do wałdajskich a pochodzące z rozmytego tortonu. Fakt ten niewątpliwie jest momentem, którego nie można pominąć w dyskusji nad pochodzeniem krzemieni preglacjału Wyżyny Lubelskiej zwłaszcza, że część tych żwirów w okolicy Chełma znajduje się prawdopodobnie wśród piasków tortońskich. Jeżeli szukamy przedostatniego (nie pierwotnego) złoża krzemieni na południu, to znajdujemy ważne poparcie takiego przypuszczenia i logicznie wysnutych z niego wniosków hydrograficznych w konsekwentnym spadku powierzchni szczytowej wyżyny, posiadającej wyraźny skłon ku północy. Dodać należy, że przyjęcie jakiejś wielkiej prarzeki, płynącej z południa zyskuje również uzasadnienie w wykonanej przez E. Rühlego (22) rekonstrukcji podtrzeciorzędowej i podczwartorzędowej powierzchni strukturalnej zachodniego Wołynia, gdzie obecność rynny południkowej, idącej w podłożu dzisiejszej doliny Bugu, została stwierdzona. Rozumowanie wyżej przeprowadzone zbliża nas do wniosku ogólnego, dotyczącego całości żwirowisk preglacjalnych Wyżyny Lubelskiej. Jeżeli kierunek południowy a nawet południowo-zachodni pochodzenia czarnych kwarcytów i rogowców wydaje się b. prawdopodobny (obfitość tych żwirów w Bychawie w porównaniu z Chełmem), ten sam kierunek obok kierunku wschodniego odnośnie pochodzenia krzemieni w każdym razie



nie może być wykluczony. Dodać również należy, że krzemienie paleozoiczne znajdował obficie J. Samsonowicz (24) na drugorzędnym złożu w utworach jurajskich i kredowych okolic Rachowa (Annapol) nad Wisłą, wysuwając przypuszczenie, że skały macierzyste otoczków występują w Górach Świętokrzyskich.

Odrębny problem stanowi kwestia, kiedy owe żwiry krzemienno-kwarcowo-rogowcowe zostały rozrzucone na wyżynie. Żwirowisko preglacjalne Bychawy, gdzie wszystkie owe żwiry występują, znajduje się w położeniu, które rzuca nieco światła na problem wyżej poruszony. Żwiry te spoczywają na dnie małej dolinki potoku Kosarzewka, otoczonej grzbietami o wysokości 240—280 m. Nie znajdujemy tu w dzisiejszym rozdolinieniu wyżyny żadnej formy wklęsłej, którą mogłyby się przedostać egzotyczne skały żwirowiska. Transport tych żwirów mógł się dokonać tylko w poziomie dzisiejszych grzbietów a zatem w poziomie wierzchowinowym wyżyny, przed jego rozcięciem do stanu dzisiejszego.

Mamy dowody na to, że rzeźba wyżyny jest conajmniej przedoligocenijskiego wieku. Utwory oligocenijskie znajdują się zarówno na dnie dolin, jak też resztkowo zachowane ukazują się na grzbietach spod piasków sarmackich. Prawierównia wierzchowinowa — w sensie, w jakim ją zdefiniował Ludomir Sawicki (25) i której powstanie ten badacz odnosi do miocenu — istniała tu już w początkach paleogenu a przed oligocenem została rozcięta i urzeźbiona. Czy rogowce i czarne kwarcyty zostały tu przyniesione już w oligocenie — na to jasnej odpowiedzi na razie dać nie można. Autorzy niniejszej rozprawy nigdzie nie spotkali w oligocenie Wyżyny Lubelskiej owych otoczków rogowcowych, które np. zawiera preglacjalne żwirowisko bychawskie. Z drugiej zaś strony „fasolka“ z piasków oligocenijskich, której wstępną charakterystykę petrograficzną podano w rozdziale poprzednim, posiada pewne podobieństwo materiału ze żwirami preglacjalnymi — w których, jak wspomniano wyżej, daje się zauważyć gradacja wielkości żwirów od dużych aż do typowej fasolki włącznie <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> A. Jaroszewicz-Kłyszynska (6) podaje, że w utworach glacialnych okolic Puław znajdują się czarne, dobrze obtoczone rogowce, które wspomniana autorka uważa za materiał lokalny, identyczny z rogowcami, występującymi w oligocenie Góry Puławskiej, dodaje jednakże, że „rogowców tych niepodobna makroskopowo odróżnić od próbek pochodzących z Karpat np. z okolic Tarnowa (Łękawica)“. Wspomnieć należy, że żwiry krzemienno-kwarcowo-rogowcowe trafiają się na wyżynie oraz w pobliżu Wyżyny Lubelskiej również w formacjach starszych od oligocenu. W Małoszewicach koło Brześcia znalazł Samsonowicz (24) żwiry kwarcowo-rogowcowe pod przewierconą białą kredą lubelską.

Sujkowski (29) pisze o czarnych krzemieniach o błyszczącej lub matowej powierzchni, wielkości 1—3 cm, przypominających lydenity, a występujących w mułach dolomitycznych kredowych i w zlepieńcu podstawowym białej kredy w Lublinie (w głębokości ok. 800 m). Podobne krzemienie znane są również w zlepieńcu albskim w Rachowie (wg Samsonowicza).



W utworach sarmackich wyżyny materiału karpackiego nie stwierdzi-  
liśmy, ale faktem jest, że w tym okresie żwiry karpackie już przedostały się  
na wyżyny polskie. W tej mierze cytujemy opinię K. Kowalewskiego (10),  
który we wstępnym sprawozdaniu z badań geologicznych na arkuszu Pińczów  
umieścił następującą krótką uwagę „Godnym uwagi jest również występo-  
wanie w tym obszarze sarmatu z udziałem żwirów karpackich“.

Dodać należy, że żwiry karpackie, które znajdują się w utworach sarmac-  
kich, zostały osadzone tu w basenie morskim, a więc należy spodziewać się,  
że występowanie ich będzie ograniczone głównie do osadów deltowych strefy  
przybrzeżnej.

Trzeci okres, w którym mógł się dokonać transport egzotycznych żwirów  
następuje w pliocenie<sup>1</sup>. Wówczas powstał, po rozcięciu i uprzątnięciu w znacz-  
nej mierze osadów sarmackich, szeroki poziom wierzchowinowy wyżyny, po  
którym płynęły rzeki, roznosząc żwiry kwarcytowo-krzemienne. Była to  
akumulacja lądowa, a więc żwiry mogły być szeroko rozrzucone na wyżynie.

Położenie naszych żwirowisk preglacjalnych na dnie dolin świadczy  
o tym, że Wyżyna Lubelska przed osadzeniem się żwirów była rozcięta do  
poziomu nie wiele różnego od poziomu dzisiejszych den dolinnych. Roz-  
cięcie to musiało się dokonać, jak słusznie zresztą przypuszczał Ludomir  
Sawicki (25), w pliocenie. Nawiązując ten wynik do poprzedniego naszego  
wniosku o plioceńskiej prawierówni i wysokim transporcie żwirów dochodzimy  
do stwierdzenia, że pliocenu nie można uważać w krajobrazie Wyżyny Lubel-  
skiej za okres jednolitych zmian. Widzimy tu co najmniej dwie fazy: starszą —  
istnienie poziomu wierzchowinowego i akumulacja żwirów, oraz młodszą —  
głębokie rozcięcia wyżyny do poziomu dzisiejszego. Takie zapatrywanie,  
wysnute na podstawie cytowanych wyżej dowodów, wypowiadamy na razie  
w formie przypuszczenia, sprawdzianów słuszności wniosku należy bowiem  
szukać w dalszych szczegółowych badaniach morfologicznych wyżyny. Do-  
dać jednakże należy, że stwierdzenie wspomnianych faz daje się dobrze na-  
wiązać do wyników badań nad krajobrazem plioceńskim Karpat (Klima-

---

Krzemienie czarne występują również jak podają Samsonowicz (23) i Pożaryski (21)  
w utworach turońskich nad Wisłą.

Siemiradzki w „Geologii Ziemi Polskich“ zamieścił następującą notatkę: „Na północ  
od stacji kolejowej w Puławach, we wcięciach toru, widać na spodzie w glinie dyluwialnej  
wielką obfitość czarnych krzemieni, których nie ma nigdzie w lubelskiej opoce, pochodzić  
więc muszą z ukrytej pod napływami linii wypiętrzenia kredy piszącej (turońskiej).“ (Tom II,  
str. 130).

Powyższe uwagi przytaczamy na dowód, że nie można wykluczyć pochodzenia nie-  
których krzemienno-rogowcowych żwirów preglacjalnych ze skał lokalnych, z warstw oligo-  
ceńskich i starszych, występujących na Wyżynie Lubelskiej lub w jej sąsiedztwie.

<sup>1</sup> L. Sawicki (28) nie uważa żwirów karpackich w preglacjalnych osadach Wisły  
pod Warszawą za materiał bezpośrednio w tym czasie przyniesiony z Karpat, natomiast sądzi,  
że dostały się one „ze złóż już istniejących, starszych od górnej serii lignitowej“ (pliocen).



szewski, 7, 8; Szafer, 30) i Podola (Jahn, 4), gdzie stwierdzono pontyjskie wysokie poziomy (w Karpatach poziom pogórski) i popontyjską fazę głębokiego rozcięcia krajobrazu. Poziom wierzchowinowy Wyżyny Lubelskiej najwłaściwiej byłoby wiązać z pontyjskim poziomem wierzchowiny Podola i poziomem pogórskim Karpat.

Lewiński (14, 15, 16) podzielił utwory preglacjalne Polski na 4 serie, z których dolne (A i B) składają się przeważnie ze żwirów: A-miejscowych, B-egzotycznych, serie górne (C i D) są przeważnie piaszczyste. Nawiązania preglacjalne lubelskiego do tego podziału mogą być na razie prowizoryczne. Preglacjal Bychawy odpowiadałby głównie serii A Lewińskiego, w której częściowo tkwią egzotyczne żwiry serii B. Do tej serii należą również żwiry preglacjalne z okolic Horodyszcz oraz żwirowiska Nadbuża (3). Godnym uwagi jest fakt, że we wszystkich tych żwirowiskach znajdujemy — podobnie jak w żwirach okolic Piotrkowa (Lewiński, 14) — wyraźne oznaki wietrzenia pustynnego (powłoka glazurowa żwirów). Preglacjalne piaski Horodyszcz odpowiadają jednej z serii lub obu seriom górnym (C i D) w podziale Lewińskiego. Dodać należy, że ten typ akumulacji preglacjalnej szeroko sięgał na wschód od Bugu w dorzecze górnej Prypeci i Wyżówki, czego dowodem są piaski i mulki preglacjalne, znalezione tam przez Rühlego (22).

Następnym ku górze utworem, który stale występuje we wszystkich opisanych odkrywkach od Bychawy przez Zemborzyce, Krowicę, Pawłów po Chelme są szaro-żółtawe i zielonawe mulki. Jest to utwór o bardzo rozległym rozprzestrzenieniu. Obok cytowanych odsłonień, do których dodamy wieś Wysokie na E od Bychawy, mulki owe znane są z Trubakowa na S od Chelma (Lewiński, 17) z Wrotkowa (Lewiński, 13) oraz z Ciemniejowa na N od Sawina (wg uprzejmej informacji dr E. Rühlego). Identyczność tych utworów w tak odległych i oddzielonych od siebie wysokimi wododziałami pozycjach stanowi fakt szczególnej doniosłości stratygraficznej i paleogeograficznej. Bez wątplenia mulki owe można uznać za najbardziej przewodni poziom stratygraficzny czwartorzędu Wyżyny Lubelskiej. Przynależność tych mulków do czwartorzędu „glacjalnego“ została dowiedziona drogą analizy petrograficznej — a dowodem szczególnym jest tu obecność obcych skaleni, nie reprezentowanych w żadnych z dotychczas poznanych skał Wyżyny Lubelskiej a zwłaszcza minerałów rzadkich odmiennego typu niż w skałach starszych. Minerale te niewątpliwie pochodzą z wietrzenia skał krystalicznych a źródłem ich zapewne są skały północne, lodowcowe. Dodać należy, że minerale te występują obok innych, które pochodzeniem swoim wiążą się z materiałem miejscowym. O sposobie, w jaki te drobne okruchy zostały przyniesione na Wyżynę Lubelską, mówi już lessowy charakter utworu. Jest to pył lessowy — nie wiele różny w swoim składzie petrograficznym i wielkością ziarn od typowego lessu młodszych okresów lodowcowych. Ponieważ we wszystkich zbadanych odkrywkach mulki nasze wykazują wyraźne choć



drobne uwarstwienie, stąd można wnosić, że mamy tu do czynienia z osadem wód stojących lub wolno płynących. Ten sam typ osadu, z tą samą domieszką obcego pyłu, występuje w dolinach i kotlinach nie posiadających ze sobą żadnych połączeń. W tym tkwi więc drugi argument, potwierdzający słuszność wyżej wypowiedzianego wniosku, że pył mógł być tak szeroko rozsiany tylko drogą powietrzną.

Warunki klimatyczne, w jakich osadzały się mulki lessowe, mogą być w przybliżeniu określone dzięki rozpoznaniu zjawisk soliflukcji w odsłonięciach tych utworów. Zaburzenia soliflukcyjne stwierdzamy tu w dwu poziomach a więc w części dolnej (Bychawa, Krowica) i górnej (Zemborzyce)<sup>1</sup> mulków. Ich środek ma zazwyczaj warstewki niezaburzone. Takie występowanie soliflukcji świadczy o tym, że początek sedymentacji mulków żółtych przypada już w klimacie wyraźnie chłodnym. Strop piasków oligoceńskich w Krowicy razem ze spoczywającym na nich gruzem sarmackim uległ spłynięciu — a zatem podłoże preglacjalne mulków wystawione było również na działanie klimatu tundrowego. Wszystko to dowodzi, że mulki osadzały się w glacialu. Pogłębienie zbiorników jest przyczyną zaniku soliflukcji, lecz w miarę ich spływania i wynurzania się ich na powierzchnię zaburzenia soliflukcyjne pojawiają się powtórnie.

Dodać należy, że w Horodyszczu mulki żółte przechodzą ku dołowi w fację o coraz wyraźniejszym charakterze ilu. Dolna część, odsłonięta w wykopie cegielni, jest już item barwy szarej. Tu nie widzimy żadnych znamion klimatu zimnego — jesteśmy skłonni uważać tę część serii za osad schyłkowy preglacjala lub interglacjala<sup>2</sup>.

Z którym, spośród znanych na terenie Polski zlodowaceń, należy łączyć owe mulki lessowe? Poprzedzają one i łączą się pośrednio z fluwioglacjałem i moreną tego zlodowacenia, które ogarnęło niegdyś całą wyżynę. Byłoby to zlodowacenie Cracovien Szafera. Wiele faktów przemawia za tym, że w obrębie tego glacialu miały miejsce dwie odrębne fazy nasunięcia lądolodu, (dwa poziomy bruków) przegrodzone przerwą, której dowodem są utwory rzeczne (piaski), znalezione również między innymi we wspomnianych odsłonięciach w piaskowni chełmskiej. Mulki nasze występują pod dolnym poziomem żwirów.

<sup>1</sup> Zaburzenia soliflukcyjne mulków zemborzyckich wyjaśnia mylnie Krisztafowicz (18) naciskiem lądolodu.

<sup>2</sup> Już po oddaniu niniejszej rozprawy do druku zapoznaliśmy się z niedawno opublikowaną, cenną pracą Krystyny Pożaryskiej, (21a) w której został podany niezmiernie interesujący materiał dla wyjaśnienia zagadnień stratygrafii plejstocenu obszaru dorzecza Kamiennej (K. Pożaryska: Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. P. I. G. Biul. 52, 1948). Autorka stwierdza szerokie rozprzestrzenienie serii mulkowej na utworach preglacjalnych i staroplejstoceńskich oraz wyraża pogląd, że mulki owe w dolnej części reprezentują utwór interglacjalny, przechodzący ku gorze w serię związaną już z transgresją lądolodu.



Czy mulki są utworem przejściowym od preglacjału do najstarszego glacjału polskiego, czy też reprezentują serię schyłkową najstarszego interglacjału i początek drugiego z kolei na naszych ziemiach glacjału? Pytanie to w tej chwili niezmiernie aktualne i ważne nie może na razie znaleźć konkretnej odpowiedzi. Mulki Bychawy, Zemborzyc i Krowicy, których identyczność petrograficzną i stratygraficzną udowadniamy, spoczywają bezpośrednio na podłożu skał kredowych lub trzeciorzędowych, bądź też są podścielone osadami, które ze względu na brak w nich materiału krystalicznego północnego uznajemy za preglacjał. Lewiński (17) jednakże pod mulkami tymi w okolicy Chełma stwierdza piaski z niewielką domieszką żwirków krystalicznych. Na tej podstawie cytowany autor uznaje mulki chełmskie (które są identyczne z opisanymi tutaj mulkami w pobliskim Horodyszczu) za utwór interglacjalny, krystaliniki zaś uważa za pozostałość zlodowacenia starszego od Cracovien. Tenże sam autor zna również z wierceń mulki zemborzyckie, (Lewiński 13) jednakże nie stwierdziwszy pod nimi skał północnych ogłasza je za utwór preglacjalny.

Podobna niepewność pozycji stratygraficznej mulków i podścielających ich utworów cechuje obszar wyżyn na zachód od Wisły. Staroplejstocieńskie mulki Gór Świętokrzyskich są bardzo podobne do lubelskich i posiadają wg stwierdzenia Czarnockiego (2) w „dolnej części wykształcenie bardziej ilaste niż w górnej — gdzie zdecydowaną przewagę przyjmuje less“. Mulki owe podlegały również splywom soliflukcyjnym. Różnica zasadnicza jednakże między mulkami lubelskimi a świętokrzyskimi polega na tym, że w tych ostatnich spotyka się wkładki zwietrzałych żwirków krystalicznych, których nie ma w mulkach lubelskich.

Samsonowicz (23) jako najstarszy utwór plejstocieński na obszarze arkusza Opatów wyróżnia szaro-zielonkawy less (wieś Łopata), spoczywający pod denną moreną starszego zlodowacenia. Również Mazurek (19) znajduje less pod fluwioglacjałem i moreną denną w okolicach Pińczowa. Nad Wisłą podmorenowy utwór lessowy stwierdza Krygowski (11).

Spąg mulków w pracach powyższych nie został nigdzie opisany. Tym ważniejsze jest przeto stwierdzenie K. Pożaryskiej (op. cit.), która w trzech odkrywkach nad Kamienną spotkała w podścielających mulki żwirach nieznaną ilość otczaków skał krystalicznych „niewiadomego pochodzenia“. Obserwację tę można porównać jedynie z profilem opisanym z okolic Chełma przez Lewińskiego (17)<sup>1</sup>.

Nawiązując powyższe cytaty z literatury do naszych obserwacji z Wyżyny Lubelskiej stwierdzamy, że staroplejstocieńskie, podmorenowe mulki

<sup>1</sup> Już po napisaniu niniejszej rozprawy dalsze badania na Wyżynie Lubelskiej odkryły szereg nowych stanowisk staroplejstocieńskich mulków. Niektóre z nich posiadają w serii żwirowej, podścielającej warstwę mulków, resztki skał krystalicznych.



są jednym z najbardziej charakterystycznych poziomów czwartorzędu wyżyn polskich. Skąpy materiał krystaliczny pod mułkami występuje sporadycznie — nie mniej jednak fakty powyższe nie stanowią dostatecznej podstawy dla pełnej charakterystyki ewentualnego zlodowacenia, które istniało na ziemiach polskich dużo wcześniej, zanim lądolód zlodowacenia Cracovien oparł się o Karpaty.

Mułki staroplejstocenijskie posiadają przynajmniej w ich górnej części wybitnie lessowy charakter. Jest to less w dużej mierze przez wodę i procesy soliflukcyjne przerobiony.

Powstanie lessu należy łączyć z fazą klimatu kontynentalnego. Utwór ten, jako osad eoliczny nie mógł więc wytworzyć się w okresie normalnie nasuwającego się lądolodu Cracovien, gdyż rozwojowi zlodowacenia towarzyszy raczej klimat wilgotny. Być może, że nagromadzenie pyłu miało miejsce w czasie starszej, bliżej nieznannej fazy tego zlodowacenia, natomiast wilgotna faza z okresu nasuwania się lądolodu Cracovien spowodowała już przeróbkę wodną lessu w zbiornikach tundrowych oraz olbrzymie przemiany strukturalne na drodze procesów soliflukcyjnych.

*Lublin, listopad 1948 r.*

#### LITERATURA

1. Blank E., Melville R. Untersuchungen über die rezente u. fossile Verwitterung des Gesteins innerhalb Deutschlands. *Chemie d. Erde* 1940/41.
2. Czarnocki J. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. (*Diluvium des Święty Krzyż-Gebirges*). *Rocznik P.T.G.*, VII. Kraków, 1931.
3. Jahn A. Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu (*Stratigraphy of the Quaternary deposits in the Bug-river basin*). *Rocznik P. T. G.*, XVI. 1946.
4. Jahn A. Morfogeneza i wiek północnej krawędzi Podola w dorzeczu Ikwy (*Morphology and age of the northern Podolian Margin in the Ikwa-basin*) *Annales Univers. M.C.S.Sec. B. Lublin*, 1946.
5. Jahn A. Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem (*Quaternary deposits and morphology of the valley of Bug-river near Sokal*) *Kosmos*, LXV, 1947.
6. Jaroszewicz-Kłyszynska A. Wyniki próbných badań kilku moren Polski środkowej i północnej. *Starunia*, 15. Kraków, 1938.
7. Klimaszewski M. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca (*Morphologie und Diluvium des Dunajec-Tales*). *Wiad. Służby Geogr.* Warszawa, 1937.
8. Klimaszewski M. O utworach pliocenijskich w Krościenku nad Dunajcem P. A. U. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr.*, 72, Dz. A. Kraków, 1948.
9. Kowalewski K. O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej *P. I. G. Pos. Nauk.* 11, 1925.



10. Kowalewski K. Prace geologiczne na arkuszu Pińczów, wykonane w r 1938. Travaux géologiques exécutés en 1938 pour la feuille de Pińczów. P. I. G. Biul. 15. 1939.
11. Krygowski B. Sprawozdanie z badań nad stratygrafią dyluwium w dolinie Wisły na odcinku Sandomierz—Puławy. Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. XI. Poznań, 1938.
12. Krisztafowicz N. I. Hidro-geologiczeskoje opisanije territorii goroda Lublina i jego okrestnostej. Warszawa, 1902.
13. Lewiński J. Preglacial w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. (Le Préglaçiaire dans la vallée de la Bystrzyca près de Lublin). Sprawozdanie Tow. Nauk. Warszawskiego, XXI. 1928.
14. Lewiński J. Utwory preglacialne i glacialne Piotrkowa i okolic (Les dépôts préglaciaires et glaciaires de Piotrków et de ses environs). Sprawozd. Tow. Nauk. Warszawskiego, XXI. 1928.
15. Lewiński J. Die Grenzschichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. Zeitschr. f. Geschiebeforschung, V. 1929.
16. Lewiński J. Preglacial i tzw. preglacialna dolina Wisły pod Warszawą (Das Präglacial und das sogenannte präglaziale Weichseltal bei Warschau). Przegl. Geogr., IX.
17. Lewiński J. Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chełma (Les traces de deux glaciations aux environs de Chełm). Kosmos, LVIII. 1932.
18. Malicki A., Jahn A. Pochodzenie żwirów, występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i południowego Nadbuża. (The origin of the gravels occurring on the Northern Podolian Margin and on Southern Nadbuże). Kosmos, Ser. A, LXII. 1937.
19. Mazurek A. Utwory kredowe i plejstocenijskie na południowo-zachodnim odcinku arkusza Pińczów (1:100 000) (Cretaceous and Pleistocene on the south-western part of Pińczów map 1:100 000 (Central Poland)). P. I. G. Biul. 42. 1948.
20. Nowak J. Beitrag zur Herkunft der Feuersteine im Wolhynischen Pleistozän. Bull. Intern. Ac. Pol. Sc. Cl. Mat. Nat. Cracovie. 1935.
21. Pożaryski W. Stratygrafia senonu w przelomie Wisły między Rachowem i Puławami (Senonstratigraphie in Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy in Mittelpolen). P. I. G. Biul. 6. 1938.
- 21a. Pożaryska K. Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej (Stratigraphy of Pleistocene of the lower Kamienna valley). P. I. G. Biul. 52. 1948.
22. Rühle E. Kreda i trzeciorzęd Zachodniego Polesia (Cretaceous and Tertiary of Western Polesie). P. I. G., Biul. 34. Warszawa, 1948.
23. Samsonowicz J. Objasnienie do arkusza Opatów. P. I. G. Warszawa, 1934.
24. Samsonowicz J. Kilka uwag o budowie i faunie dewonu Pelczy oraz o zagadnieniach, dotyczących się składu i rozmieszczenia paleozoikum na Wołyniu między wałem scytyjskim a rowem lubelskim (Note sur le Dévonien de Pelcza et sur le substratum du Mésozoïque en Volhynie). P. I. G. Pos. Nauk. 30. Warszawa, 1931.
25. Sawicki Ludomir. Przełom Wisły przez Średniogórze Polskie (Der Mittelpolnische Weichseldurchbruch). Prace Inst. Geogr. U. J., Kraków, 1925.
26. Sawicki Ludwik. Morena denną zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovién ( $L_3$ ) w Huszczce Wielkiej k. Skierbieszowa (La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que Cracovien ( $L_3$ ) à Huszczka Wielka). Roczn. P. T. G., IX. 1933.
27. Sawicki Ludwik. Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przełomu Wisły pod Puławami (Contribution à la connaissance du Quaternaire et de la morphogénese de la vallée de la Vistule près de Puławy). Przegląd Geogr. XIII. 1938.
28. Sawicki Ludwik. Geomorfologia pradoliny Wisły okolic Warszawy. (La géomorphologie de l'ancienne vallée de la Vistule aux environs de Varsovie). P. I. G. Pos. Nauk. Warszawa, 1934.



29. Sujkowski Z. Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. (Étude pétrographique du Crétacé de Pologne. La série de Lublin et sa comparaison avec la craie blanche). P. I. G. Sprawozdania, Warszawa, 1931.
30. Szafer W. Flora plioceniska z Krościenka n. Dunajcem. (The pliocene of flora Krościenko in Poland). P. A. U. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr., 72, Dz. B. Kraków, 1946.
31. Tokarski J. O glinie nawianej Sokalszczyzny i Podola. Rozpr. i Wiad. Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów, 1916.
32. Tokarski J. W sprawie genezy bentonitu wolińsko-podolskiego. (On the origin of the so-called bentonite from Podole and Wolyń). Bull. Ac. Pol. d. Sc. Mat. Nat. 1947.
33. Tokarski J. Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych. Nafta, 9, 1947.
34. Trejdosiowicz J. O utworach trzeciorzędowych gubernii lubelskiej. Pam. Fiz., 3, 1883
35. Trembaczowski J. Próba wyjaśnienia genezy piasków wydmy i plaży w Puławach. (Origin of beach and dune sand in Puławy). Ann. Univ. M. S. C. Sec. B. III, Lublin, 1948.
36. Turnau-Morawska M. Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą. (An albian sandstone of the environment of Rachów on the Vistula-river). Ann. Univ. M. C. S. Sec. B., III. Lublin, 1948.



Альфред ЯН и Мария ТУРНАУ-МОРАВСКАЯ

## ПРЕГЛЯЦИАЛ И СТАРЕЙШИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЮБЛИНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

(с 4 табл. и 1 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Авторы описывают четыре разреза Люблинской возвышенности, в которых обнаружены прегляциальные отложения. Микроскопический петрографический анализ показал в верхней части этих отложений осадки похожие на лёсс, а под ними речные пески лишенные материала ледникового происхождения, и состоящие из местного материала (третичного возраста) и из карпатского или волинско-подольского гравия.

Темой настоящей статьи является геология и петрография образований выступающих на границе третичных и четвертичных отложений. Этот вопрос был в особенности предметом исследований Я. Левинского (13 — 17) и Я. Чарноцкого (2). Первый автор выделил на территории центральной Польши, в особенности в окрестности Петркова и в долине Вислы под Варшавой две толщи образований (гравии, пески и глины), которые признал прегляциальными отложениями. Эти отложения частично соответствуют верхней части плиоценовых познанских глин, а частично являются более молодыми отложениями (нижне-четвертичными). Я. Чарноцкий внес существенные приложения в отношении территории Свентокржизских Гор, где под старейшей мореной были им обнаружены илы, похожие на лёсс, содержащие гравий с кристаллическим материалом.

Авторы настоящей статьи исследовали прегляциальные и нижне четвертичные отложения в районе Люблинской возвышенности, т. е. на территории холмов и хребтов со средней высотой 200 — 300 м, простирающихся между Вислой и Бугом и граничащих с низменными территориями на севере. Северная часть возвышенности построена из верхне-меловых пород (мергели). Местами появляются оторванные пласты олиго-



цена (глауконитовые пески с гравиями). Сарматские пески и песчаники являются самым молодым третичным отложением, сохранившимся в вершинах возвышенностей. Авторы исследовали четыре интересных профиля, а именно: в Быхаве, Земборжицах (район Люблина), Кровице и Городнице (уезд Хэлм).

### 1. ОПИСАНИЕ ПРОФИЛЕЙ

В Быхаве обнажается (табль III, фиг. 1) с верху следующий (синтетический) профиль:

1. Лёсс.
2. Валуны из промытой морены или пески с кристаллическим материалом.
3. Серо-зеленый ил, проявляющий тонкую слоистость и солифлюкционные нарушения.
4. Гравии, главным составным элементом которых являются галечники меловых мергелей, и кроме того кремни, кварциты, песчаники и крупные обломки сарматских кремнистых пород.

Эти образования заполняют долину Косаржевки.

В Земборжицах находятся эти же илы, расположенные непосредственно на меловых отложениях. Они покрыты оторванными пластами промытой морены.

В Кровице были обнаружены эти же илы, выступающие в виде почвенного пласта четвертичных отложений. Они залегают здесь непосредственно на олигоценовых песках под промытой мореной.

В окрестностях Хэлма третичные и четвертичные отложения являются в долине Угерки. Расположение их схематически представлено на фиг. 22. На вершинах холмов появляются сарматские породы и местами олигоценовые (Дзевича Гура). Ниже — на склоне долины — находится отчетливая терраса (P II) на уровне 210—225 м (30—45 м и выше дна долины), построенная из слоистых песков (табль III, фиг. 2); в нижнем горизонте песков были обнаружены гравии похожие на быхавские. Ниже гравиев находится третичная глина.

Следующая терраса (P III) долины находится на уровне 200 м. Она построена из желтых и зеленоватых илов аналогичных с илами из Быхавы, Земборжиц и Кровицы. К низу свита илов становится все более крупнозернистой и заканчивается песками с кристаллическим гравием. На поверхности террасы залегают валуны из размытой морены.

Пробы всех вышеописанных отложений были подвергнуты подробному петрографическому анализу, главным образом с целью определения в каком горизонте выступает примесь кристаллического материала.



## II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Петрографический анализ был основан на микроскопических исследованиях шлифов валунов и на исследовании песков и илов. Было также уделено внимание определению полевого шпата и тяжелых минералов.

Анализом были охвачены следующие отложения:

1. Гравии Быхавы и Хэлма,
2. Слоистые пески залегающие выше гравиев,
3. Илы подстилающие ледниковые образования,
4. Ледниковые пески.

Микроскопический анализ шлифов, произведенных из обломков пород являющихся составными гравиев, показал следующие типы пород:

- а) кремни, содержащие опал, темное непрозрачное вещество и остатки губок, заполненные халцедоном или мелкозернистым кварцем.
- б) Песчанки, вероятно сарматские, а также другие, до сих пор неизвестные на территории Люблинской возвышенности.
- в) Черные черты и кварциты, некоторые метаморфического характера неизвестные в этом районе *in situ*.
- г) Жилы белых и розовых кварцитов неизвестного происхождения.

Петрографический характер гравия в Быхаве аналогичен с гравием Хэлма. Сравнение гравия Быхавы и Хэлма с аналогичным прегляциальным гравием Завихоста (на Висле, юго-западнее Люблина) также показало полную аналогию в отношении состава гравия, за исключением песчаников, которые в случае Завихоста кажутся связанными со Свентокржизскими Горами.

Микроскопические исследования песчаников, залегающих на гравиях в окрестностях Хэлма, исследования касающиеся формы зерен и минералогического состава привели к следующим результатам:

1. пески по всей вероятности являются речным отложением,
2. их материал частично происходит от олигоценых песков, а частично от сарматских песков и песчаников. Исследуемые пески отличаются изобилием гематитовых пятен, появление которых связано с выветриванием некоторых сарматских пород, богатых железом;
3. количественный и качественный анализ тяжелых минералов указывает на аналогию с минералами более старых пород этого района. Среди них не было обнаружено примесей ледниковых отложений;
4. рассматриваемые пески отличаются от вышезалегающих песков, как в отношении формы и группировки кварцевых зерен, так и в отношении характера тяжелых минералов;
5. сравнение исследуемых песков с прегляциальными песками Завихоста приводит к выводу, что хотя эти последние проявляют сравнительно меньшую степень окатания зерен, то в отношении формы и мине-



рального состава они проявляют аналогию с песками Хэлма. Аналогичны также внешний вид и количественное соотношение тяжелых минералов.

Микроскопический анализ илов подстилающих ледниковые отложения показывает, что эти илы главным образом состоят из кварца и полевого шпата (56 — 95%), остальную долю составляет глинистое вещество, серицит, глауконит, окиси железа и иногда кальцит (в более высоких горизонтах он достигает 36%). Зерна кварца угловаты, большой процент их (22 — 60%) не достигает 0,01 мм, а свыше 10% достигает 0,1 мм. Полевой шпат выступает в виде микроклина, который известен также в подстилающих, более старых отложениях — но преимущественно в виде свежих натриевых плагиоклазов, вероятно альбитово-олигоклазовых; было также обнаружено одно зерно ортоклаза с карлсбадскими сростами, неизвестное в более старых породах. В одном из микроскопических препаратов илов был обнаружен обломок гранита. Количественные и качественные соотношения тяжелых минералов отличаются от ниже залегающих песков: более старые пески содержат больше тяжелых минералов, которые проявляют признаки далекого транспорта: циркон, рутил, ставролит, цинанит, гранат, турмалин. В илах, кроме упомянутых минералов, выступают менее сопротивляющиеся выветриванию: роговая обманка, биотит, эпидот. Пироксены выступают в небольших разных количествах почти во всем исследуемом отложении. Тяжелые минералы выступающие в илах аналогичны с выступающими в вышезалегающих ледниковых отложениях. Степень примеси глины возрастает от подошвы к кровле свиты, а также в направлении с юга на север исследуемого района.

Микроскопический анализ ледниковых песков, залегающих в кровле описанных илов, доказывает, что эти пески по сравнению с песками Хэлма обладают плохой сортировкой. Они только незначительно окатаны. В отношении минерального состава ледниковые пески отличаются от вышеописанных содержанием кальцита и хорошо сохранившихся остатков фораминифер, а в особенности наличием свежих плагиоклазов, принадлежащих к альбиту и олигоклазу. Тяжелые минералы этих песков являются характерными также для других ледниковых песков этого района. Это можно заметить, сравнивая пески Хэлма и Пулав. Гранит является здесь самым распространенным минералом, как и менее устойчивые тяжелые минералы, а именно: роговая обманка, биотит, эпидот.

### III. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Съемка четырех разрезов Люблинской возвышенности, находящихся на довольно большом расстоянии друг от друга, показывает, что постоянным слоем, связывающим все разрезы, является слой наиболее желтого и зелено-желтого ила, который в соответствии с результатами



петрографического анализа должен в виду своего характера и происхождения быть признан лёссом. Этот горизонт является тем более важным для стратиграфических выводов, что характер полевых шпатов, и в особенности некоторых тяжелых минералов, указывает на примесь кристаллического ледникового материала к более старому местному материалу.

Кроме рассматриваемых илов, выступают отложения, в которых не проявляется материал, происходящий непосредственно от кристаллических пород. Это пески и гравии Быхавы, Городища и Хэлма. Авторы статьи причисляют их к третичным и прегляциальным отложениям.

Вопрос происхождения гравия очень важный. Черные кварциты и черты происходят вероятно с юга Польши и, как кажется, связаны с карпатскими или скорее прекарпатскими породами (они проявляют аналогию с экзотическими валунами, многочисленными в карпатском флише). Кремни, по мнению Я. Самсоновича, являются карбоновыми и происходят с востока и северо-востока. Факт, что кремни окрестности Хэлма обладают большими размерами, чем кремни Быхавы, подтверждает это мнение. В соответствии с нашим мнением, эти кремни могли быть окатанные в третичном периоде в бассейне тортонского моря и отложены в прибрежной зоне. Выступление кремней аналогичных прегляциальному люблинскому гравия в тортонских песчанниках Подольи является известным фактом (18). Следовательно мы не видим никаких препятствий для выдвинутой гипотезы, что реки, которые нагромождали гравии, состоящие из кварцитов и кремней на Люблинской возвышенности, протекали не только с востока, но также и с юга, что наконец находится в соответствии с последовательным уклоном возвышенности.

Часть гравия, составленного из кремней и кварцитов — как это доказали авторы на основании геологических наблюдений, происходит от местных олигоценовых и меловых поров. Белый люблинский мел (сепон), правда, лишен кремней, но в подошве выступают отложения с чертами (Суйковский, Самсонович). Олигоцен окрестностей Люблина содержит гравии, составленные из кремней и кварцитов, с малыми размерами зерен. Мы должны помнить, что в прегляциальных гравиях Быхавы выступает грация размеров зерен гравия; некоторые гравии несомненно происходят от олигоцена, но они постепенно становятся все крупнее. Вышеприведенные факты не отрицают мнения, что источником некоторых прегляциальных отложений являются окрестности, расположенные далеко на юг и на восток.

Расположение прегляциального гравия в малой, но глубоко врезанной долине, доказывает, что экзотические гравии могли попасть сюда только на уровне хребтов (240—280 м). Это значит, что был такой период, когда реки текли на уровне хребтов, нанося с юга гравии, составленные из кварцитов, кремней и чертов. Морфология Люблинской возвышенности



сти в своих основных очертаниях возникла в нижнем палеогене, а отложения олигоцена, а затем тортона и сармата выравнили более старый рельеф.

Возникает вопрос, в каком геологическом периоде были отложены на возвышенности экзотические гравии. Принимая во внимание, что в олигоцене и сармате нет крупного гравия, составленного из чертов и кремней, мы вынуждены допустить, что период нагромождения соответствует плиоцену. В этом периоде здесь простиралась широкая равнина на уровне хребтов, на которой реки текущие с юга осаждали гравии, составленные из кварцитов, чертов и кремней.

С другой стороны нам известно, что прегляциальные отложения выступают на дне долин в уровне соответствующем современному базису эрозии. Расчленение возвышенности от уровня хребтов до настоящей глубины долин имело место в период плиоцена.

Вышеприведенные рассуждения ведут к выводу, что плиоцен в этом районе подразделяется на два периода: более старый, во время которого происходила аккумуляция на уровне хребтов и младший, связанный с расчленением долин. Более старый период, аналогично явлениям замеченным в карпатской цепи и на Подольи, где образовались аналогичные высокие поверхности — соответствует понту, расчленение долин является послепонтового возраста.

В конце плиоцена и в начале плейстоцена последующие гравии и пески осаждались в долинах и бассейнах Люблинской возвышенности.

Вопрос возраста похожих на лёсс илов, обнаруженных в Быхаве, Земборжницах, Кровнице и Городнице не может быть точно разрешен. Они предшествуют и тесно связаны с флювиогляциальными отложениями и ледниковой мореной, которая покрыла всю возвышенность (краковское оледенение В. Шафера). Это оледенение имело на возвышенности две отдельные стадии. Наши илы связаны скорее с более старой.

Следует подчеркнуть, что старые, похожие на лёсс, илы на польских возвышенностях западнее Вислы, залегающие под мореной краковского оледенения, были обнаружены Чарноцким (2), Самсоновичем (23), Мазуреком (19), Крыговским (11) и Пожариской (21a).

В описанных разрезах под илами не были обнаружены отчетливые отложения более старого оледенения. Поэтому следует особенно обратить внимание на факт обнаружения Левинским (17) около Хэлма под илами (соответствующими нашим из окрестностей Городища), песков с мелким кристаллическим гравием. Дальнейшие исследования разрешат вопрос, может ли этот скудный кристаллический материал являться следом оледенения более старого, чем краковское, как это предполагает Левинский.



Alfred JAHN and Maria TURNAU-MORAWSKA

## PRE-GLACIAL AND THE OLDEST PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE LUBLIN UPLAND

(with 4 pl. and 1 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

The authors are describing four cross-sections from the Lublin Upland area, on which pre-Quaternary deposits are cropping out. Microscopic analysis has shown that the upper part of these deposits consists of a sediment resembling loess, while in the lower part river sands are developed with no material of glacial origin; instead they contain local material of Tertiary age and gravels of Carpathian or Wolhynian and Podolian provenance.

The subject of this paper is the geology and petrography of beds, appearing at the boundary of the Tertiary and Quaternary. This problem was studied in Poland especially by Lewiński (13—17) and Czarnocki (2). The first of these authors has distinguished in the area of Central Poland, especially in the vicinity of Piotrków and within the valley of the Vistula-river near Warsaw — two series of beds (gravels, sands and silts), which he regarded as pre-Glacial deposits. These are beds partly corresponding to the upper parts of the Poznanian clays (Pliocene), partly they are younger (lower Quaternary). Czarnocki has given valuable contributions concerning the area of the Święty Krzyż Mountains, where below the oldest moraine he found silts with an aspect of loess, containing gravels with crystalline material.

The authors of the present paper investigated the pre-Glacial and lower Quaternary deposits within the area of the Lublin Upland, that is in a region of hills and ridges of average altitude 200—300 *m*, extending between the Vistula and the Bug and sloping with a low margin to the north. The northern part of the upland is built up of the Upper-Cretaceous (marls). Here and there appear remains of the Oligocene (glauconite-sands with fine gravel). Sarmatic sands and sandstones are the most recent Tertiary deposits preserved on summits of table-mountains. The authors studied four interesting



profiles and namely in Bychawa, Zemborzyce (district Lublin), Krowica and Horodyszcze (district Chełm).

### I. DESCRIPTION OF CROSS-SECTIONS

In Bychawa (pl. III, fig. 1) outcrop following strata, going from the top of the series (synthetical profile):

- 1) Loess.
- 2) Boulders of an outwashed moraine or sands with crystalline material.
- 3) Grey-greenish or yellow silts, showing a fine stratification and solifluction disturbances.
- 4) Gravels, the chief component of which are pebbles of Cretaceous marls, besides them appear gravels containing flints, quartzites, sandstones and larger fragments of Sarmatian siliceous rocks.

These formations fill up the small valley of the Kosarzewka-river.

In Zemborzyce occur the same silts, directly upon the Cretaceous. They are covered with remains of an outwashed moraine.

In Krowica the same silts have also been found as the bottom bed of the Quaternary. They lie directly upon the Oligocene sandstones and below the outwashed moraine.

In the environments of Chełm there appear Tertiary and Quaternary beds within the valley of the Uherka-stream. The position of these beds is schematically presented on the enclosed fig. 22. On the top of the hills appear Sarmatian rocks and here and there the Oligocene (Dziewicza Góra). Underneath, on the slope of the valley, there extends a distinct terrace (P II) on the level of 210—225 *m* (30—45 *m* above the bottom of the valley), built up of stratified sands (pl. III, fig. 2). In the bottom layers of the sands gravels, similar to those in Bychawa have been found. Below the gravels appear the Tertiary clay.

The next terrace (P III) of the valley extends on the level of 200 *m*. It is built up of yellow and greenish silts identical with those of Bychawa, Zemborzyce and Krowica. On passing to the bottom series the silts become gradually more coarse-grained and change into fine-grained sands and finally into coarse grained sands with crystalline gravel. On the surface of the terrace boulders of an outwashed moraine are scattered.

Samples of all the over mentioned deposits have been submitted to a detailed petrographical analysis, the principal aim of which was to decide on which level an admixture of crystalline glacial material can be observed.

### II. PETROGRAPHICAL ANALYSIS

The petrographical analysis was based upon microscopic examination of thin sections of pebbles and analysis of sands and silts. Stress was laid upon determination of feldspars and heavy minerals.



The analysis concerned the following deposits:

- 1) Gravels of Bychawa and Chelm
- 2) Stratified sands, laying upon the gravels
- 3) Silts underlying the glacial deposits
- 4) Glacial sands.

The microscopic examination of thin sections, made of rock fragments composing the gravels, stated the presence of the following types of rocks:

- a) Flints containing opal, dark opaque substance and remains of sponges, filled up by chalcedony or fine-grained quartz
- b) Sandstones probably Sarmatian and other sandstones, not known till now in the area of the Lublin-Upland
- c) Black cherts and quartzites, some of metamorphic character, not known „*in situ*“ in the over-mentioned area
- d) White and pink vein-quartz of unknown origin.

It was observed that the petrographical character of the gravels of Bychawa is quite analogous to that of the corresponding gravels of Chelm. A comparison of gravels both of Bychawa and Chelm with analogous gravels, belonging to pre-Glacial deposits of Zawichost (on the Vistula river, SW from Lublin) demonstrated also a striking analogy of the gravel components with exception of sandstones which in case of Zawichost seem to be connected with the Święty Krzyż mountains.

Microscopic investigation of sandstones, lying over the gravels in the vicinity of Chelm, concerning the morphology of grains and the mineral composition of these deposits, brought about the following conclusions:

- 1) The sands are most probably river deposits.
- 2) Their material came partly from Oligocene sands, partly from Sarmatian sands and sandstones. The investigated sands are characteristic by the abundance of haematite flakes, the provenance of which is connected with weathering of some iron rich Sarmatian rocks.
- 3) The qualitative and quantitative analysis of heavy minerals showed an analogy of these minerals with those of the older formations in the investigated area. No admixture of Glacial deposits has been found.
- 4) The sands in question differ from the overlying glacial sand as well concerning the morphology and sorting of quartz grains as the character of heavy minerals.
- 5) A comparison of the examined sands with pre-Glacial sands of Zawichost leads to the conclusion, that however the last mentioned show an expressively lower grade of grain they resemble in grain shape and mineral composition the stratified sands of Chelm. Also the aspect of heavy minerals and their quantitative relations are similar.



The microscopic analysis of silts, underlying the Glacial deposits demonstrated, that these deposits are composed mainly of quartz and feldspars (56—95%), the rest belongs to an argillaceous matter, sericite, glauconite, iron and sometimes calcite (in higher levels attaining 36%). Quartz grains are angular, a large percent of them (22—60) does not attain 0,01 *mm* and mostly 10% attains 0,1 *mm*. Feldspar occurs as microcline which is known also in the underlying older sediments — but mostly as fresh soda plagioclase, probably albite-oligoclase; an orthoclase grain with Karlsbad twinning, not known in the older rocks — was found too. In one of the microscopic preparations of silt a fragment of granitic rock has been observed. The qualitative and quantitative relations among heavy minerals differ from those in the underlying sands: the former rocks contain mostly those heavy minerals which endure a longer transport: zircon, rutile, staurolite garnet, kyanite, tourmaline. In the silts appear besides the above mentioned also less resistant to weathering minerals: hornblende, biotite, epidote. Pyroxenes occur in small quantity almost in all the investigated sediments, but their varieties are different. The heavy minerals appearing in the silts are analogous to those characterizing the over-lying glacial deposits. The grade of the silts increases from the bottom to the top of the series and it grows also on passing in the investigated terrain from South to North.

Microscopic examination of the glacial sands, occurring on the top of the just described silts, shows their bad sorting in comparison with the stratified sands of Chelm. They are however somewhat polished and rounded. As to their mineral composition, the Glacial sands differ from the previously described, by their contents of calcite and well conserved remains of *Foraminifera*, but especially by appearance of fresh plagioclases, belonging to albite and oligoclase. The heavy minerals which appear in these sands are also characteristic for other Glacial sands of this region. This is demonstrated by comparison of the Glacial sands of Chelm and those from Puławy. Garnet is here the most abundant mineral but heavy minerals less resistant to weathering as hornblende, biotite, epidote—appear too.

### III. STRATIGRAPHICAL AND PALAEOGEOGRAPHICAL CONCLUSIONS

The survey of four rather distant profiles of the Lublin Upland makes evident that the most constant bed, binding all the sections, is the layer of yellow or greenish-yellow stratified silts which conforming to the results of petrographical analysis must be regarded as a sediment of character and origin similar to that of the loess. This layer is so more important for stratigraphical conclusions that the character of feldspars and especially of some heavy minerals proves an admixture of crystalline glacial material to that of the older local deposits.



Besides the silts in question occur beds in which no material of immediate crystalline derivation could be proved. These are sands and gravels of Bychawa, Horodyszcze and Chełm. The authors of this paper assign them to the Tertiary and pre-Glacial deposits.

The problem of origin and derivation of the gravels is very important. The black quartzites and cherts derive probably from the south of Poland, they seem to be connected with Carpathian or rather pre-Carpathian rocks. (They show an analogy to exotic pebbles, abundant in the Carpathian Flysch). The flints are, conform to the opinion of Prof. J. Samsonowicz, of Carboniferous age and derive from the East and North-East. The fact that the flints of the vicinity of Chełm are larger than in Bychawa is a confirmation of this opinion. According to our opinion these flints could however be reworked during the Tertiary period into the basin of the Tortonian sea and deposited in the littoral zone. The occurring of flints, similar to those in our pre-Glacial gravels, in the Tortonian sandstones of Podolia is a known fact (18). We do not see therefore any obstacle for setting the hypothesis that the rivers which accumulated the gravels — composed of flints and quartzites — on the Lublin Upland, ran not only from the East but also from the South, which is after all in conformity with the consequent slope of the Upland.

A part of gravels, composed of flints and quartzites — as is proved also by the authors which base upon results of geological investigations till now — derive from local rocks of Oligocene and Cretaceous age. Indeed the white Cretaceous of the Lublin district (Senonian) is devoid of flints, but on its bottom occur sediments with flints and cherts (Sujkowski, Samsonowicz). The Oligocene of the environs of Lublin includes also gravels, composed of flints and quartzites, the diameter of these rock fragments is however small. We must indeed remember that in the pre-Glacial gravels of Bychawa appears a gradations of dimensions concerning the gravel components; some of the gravels derive undoubtedly from the Oligocene, but they become gradually coarser.

The above quoted facts do not however contradict the opinion, that the source of some of the investigated pre-Glacial fragments must be sought far on the South or on the East.

The position of the pre-Glacial gravels in a small but deeply incised valley proves that the exotic gravels could get over there only from the level of the ridges (240—280 *m*). Consequently there existed a period, when the rivers ran on the level of the ridges, carrying from the South gravels composed of quartzites, flints and cherts. The morphology of the Lublin Upland was formed in main outlines in the Lower Palaeogene, the Oligocene sediments and afterwards the Tortonian and Sarmatian deposits leveled the older relief.



It appears the question of the geological time in which the exotic gravels were deposited over the Lublin Upland. Considering the fact that in the Oligocene and Sarmatian sediments there are no coarse gravels composed of cherts and flints, we may assume that the period of accumulation of these gravels corresponds to the Pliocene. In this epoch there extended a wide plain corresponding to the level of ridges, over which the rivers flowing from the South scattered the gravels, composed of quartzites, cherts and flints.

On the other hand we know however that the pre-Glacial deposits occur in the bottom of valleys, on the level corresponding to the erosion basis of nowadays. The dissection of the upland from the level of ridges to the recent depth of the valleys was performed then in the Pliocene too.

These considerations lead to conclusion that the Pliocene was not here a uniform period but consisted of two phases: an older one, during which the accumulation persisted on the level of ridges and a younger one, joined with dissection of the valley. The older stage — as it may be concluded by the analogy with the Carpathian chain and the Podolia, where similar high surfaces were stated — corresponds to the Pontian, the dissection to the post-Pontian period.

Near the end of the Pliocene and in the beginning of Pleistocene succeeded gravels and sands were deposited in the valleys and basins of the Lublin Upland.

The problem of age of the loess-like silts found in Bychawa, Zemborzyce, Krowica and Horodyszczce, cannot be yet accurately solved. They precede and are indirectly connected with deposits and moraine of the glaciation which reached the whole upland (the Cracovien glaciation of W. Szafer). This glaciation had two separate phases on the Lublin Upland. Our silts would be rather connected with the older phase of this Glaciation.

It should be mentioned that the old loess-like silts on the Polish uplands west of the Vistula river, underlying the moraine of the Cracovien glaciation, were found by Czarnocki (2), Samsonowicz (23), Mazurek (19), Krygowski (11) and Pożaryska (21a).

In the described profiles no distinct formations of older glaciation were found beneath the silts. Consequently it is worth attention that near Chelm — as Lewiński (17) observes — appear under the silts (connected with our silts from the neighbouring Horodyszczce) — sands with fine crystalline gravels. Further investigations will answer the question if this scanty crystalline material may be — as Lewiński suggests — an evidence of a glaciation older than Cracovien.



It appears the question of the geological time in which the exotic gravels were deposited over the Lublin Upland. Considering the fact that in the Oligocene and Sarmatian sediments there are no coarse gravels composed of cherts and flints, we may assume that the period of accumulation of these gravels corresponds to the Pliocene. In this epoch there extended a wide plain corresponding to the level of ridges, over which the rivers flowing from the South scattered the gravels, composed of quartzites, cherts and flints. On the other hand we know however that the pre-Glacial deposits occur in the bottom of valleys, on the level corresponding to the erosion basis of nowadays. The dissection of the upland from the level of ridges to the recent depth of the valleys was performed then in the Pliocene too.

These considerations lead to conclusion that the Pliocene was not here a uniform period but consisted of two phases: an older one, during which the accumulation persisted on the level of ridges and a younger one, joined with dissection of the valley. The older stage — as it may be concluded by the analogy with the Carpathian chain and the Podolia, where similar high-land faces were stated — corresponds to the Pontian, the dissection to the post-Pontian period.

Near the end of the Pliocene and in the beginning of Pleistocene succeeded gravels and sands were deposited in the valleys and basins of the Lublin Upland.

The problem of age of the loess-like silts found in Bystrawa, Kambojowce, Krywica and Horodyszec, cannot be yet accurately solved. They precede and are indirectly connected with deposits and moraine of the glaciation which reached the whole upland (the Cracovian glaciation of W. Szafer). This glaciation had two separate phases on the Lublin Upland. Our silts would be rather connected with the older phase of this glaciation.

It should be mentioned that the old loess-like silts on the Polish uplands west of the Vistula river, underlying the moraine of the Cracovian glaciation, were found by Krynocki (2), Samsonowicz (31), Marzulek (18), Krywowski (11) and Polaryska (22).

In the described profiles no distinct formations of older glaciation were found beneath the silts. Consequently it is worth attention that near Celin — as Lewiński (17) observes — appear under the silts (connected with our silts from the neighbouring Horodyszec) — sands with fine crystalline gravels. Further investigations will answer the question if this scanty crystalline material may be — as Lewiński suggests — an evidence of a glaciation older than Cracovian.



Marek PRÓSZYŃSKI

## SPOSTRZEŻENIA GEOLOGICZNE Z DORZECZA BUGU

(z 5 fig. w tekście)

### Streszczenie

W okolicach Chełma i nad środkowym Bugiem w utworach kredowych i trzeciorzędowych można wyróżnić ślady 2 cykli erozyjnych przedczwartorzędowych, zagrzebanych pod utworami czwartorzędowymi; autor omawia szczegółowo stratyografię czwartorzędu, stwierdzając dowody 2 nasunięć lodowca, rozdzielonych przez interglacjał.

Dawna mapa gubernii lubelskiej Trejdosiewicza (15), oparta na zdjęciu z drugiej połowy XIX wieku, pod względem dokładności nie odpowiada już dzisiejszym wymaganiom, spostrzeżenia zaś Michalskiego (7, 8, 9), Krisztafowicza (4, 5), Gagela (1, 2), Kowalewskiego (3), Lewińskiego (6), uzupełniają wprawdzie lokalnie i korygują poszczególne oznaczenia map dawnych, ale nie zawierają ujęć graficznych. W tym stanie należało przede wszystkim zebrać materiał podstawowy do kartograficznego rozczłonkowania dość urozmaiconych osadów czwartorzędowych, trzeciorzędowych i kredy. W ciągu 4 miesięcy w latach 1938 i 1939 zebrano materiał głównie na obszarze około 280 km<sup>2</sup> północno-zachodniej ćwiartki arkusza „Chełm“ mapy 1:100 000. Zużytkowano też materiał orientacyjny marszrutowy z okolic sąsiednich z lat 1936—37, oraz niektóre wyniki badań podjętych dzięki zasiłkowi z Funduszu Kultury Narodowej w roku 1935, jak również wyniki spostrzeżeń autora z dorzecza środkowego Bugu z lat 1928—31 (11, 12<sup>1</sup>). Kilku obserwacji dokonano w latach 1941, 1942 i 1945.

### KREDA<sup>2</sup>

Omawiana okolica znajduje się w pasie przejściowym pomiędzy dwoma różnymi regionami: wyżyną kredową na południu i równiną akumulacji

<sup>1</sup> Ponadto zob. Spraw. Zakł. Geograf. U. W. Przegl. Geogr., t. XIV, str. 209 oraz Spraw. Poles. Komitetu Geolog. str. XVII i przypisek na str. 145 i 146.

<sup>2</sup> Rozdziały zatytułowane „Kreda“ i „Trzeciorząd“ są streszczeniem odpowiednich rozdziałów pierwotnego rękopisu (którego druk w Biuletynie P.I.G. przerwany został przez działania wojenne we wrześniu 1939 r.).



czwartorzędowej na północy. Z dawnej pokrywy trzeciorzędowej pozostało kilka oddzielnych płatów na płaskowzgórzach w stronie zachodniej i północno-zachodniej od Chelma. W zagłębieniach strukturalnych pomiędzy nimi zapewne już pod koniec kredy i w starszym trzeciorzędzie wcięły się w kredę na głębokość do 60 *m* doliny, skierowane z WNW ku ESE oraz z SSW ku NNE. Na południe od Chelma powierzchnia kredowa przedstawia się jako pasma pagórków i szerokich, zamulonych dolin. Erozja sięgnęła tam w kredę na głębokość około 75 metrów.

W wyższych wzgórzach okolic Chelma zachował się poziom kredowy z dość znaczną zawartością krzemionki, pochodzącej z gąbek: obserwować można ich odciski i bardzo liczne igielki. Miejscami ta odmiana kredy, zwana „opoką“, jest dość twarda i bywa użytkowana jako materiał budowlany. Lokalnie na powierzchni płaskowzgórza kreda spikulowa zamieniła się dzięki wodom glebowym w lekki, odwapniony szkielet krzemionkowy.

Spod kredy spikulowej, której miąższość jest niewielka, wynurza się ku wschodowi kreda pisząca o zawartości około 90%  $CaCO_3$ , eksploatowana pod Chelmem głównie na cement, jako dodatek do kredy z Rejowca, która zawiera zbyt wiele krzemionki (bezpostaciowej?).

Pod kredą piszącą studnie chelmskie osiągają kredę ze słabym odcieniem szarawym, z przewarstwieniami nieco miększymi, to znów twardszymi. Co najmniej do głębokości 100 *m* kreda biała nie wykazuje wyraźnych zmian facjalnych. Odmiana miękka jest niescementowana, nadzwyczaj drobnoziarnista, pod ciśnieniem w stanie wilgotnym maże się, przeto na ogół jest wodoszczelna.

Miasto czerpie wodę głównie z dość licznych szczelin, które występują szczególnie w przewarstwieniach twardszych, zbliżonych do kredy piszącej. Tylko dwie studnie miały przebić kredę białą, której pokład sięga tu poniżej poziomu morza.

Na powierzchni kredy okolic Chelma znaleziono na wysokości 196 *m* n. p. m. (Zadębce) i 210 *m* n. p. m. (Góra Dziewicza) dobrze zachowane okazy *Belemnitella lanceolata* Schl. wobec tego wypada zaliczyć górne poziomy tamtejszej kredy do mastrychtu lub do warstw granicznych między kampanem górnym a mastrychtem, opierając się na stratygrafii kredy nadwiślańskiej, opracowanej przez Pożaryskiego (10).

W nowej dzielnicy miasta środkiem grzbietu kredowego i wzdłuż północnego zbocza przebiegają strefy diaklaz pionowych lub stromo nachylnych; odsłonięto też pęknięcia, mające wygląd uskoków; pomiędzy wiązkami szczelin pionowych kreda jest spękana poziomo i rozpada się na tabliczki. Kierunki pęknięć pionowych są zawarte między W—E i NW—SE. Spękana kreda bywa pokryta bezpośrednio czarniawą glebą, bogatą w próchnicę w  $CaCO_3$ . W innych miejscach, zapewne mniej spękanych, obserwowano



na kredzie najpierw cienką warstwę żółtej gliny rezydualnej, pochodzącej ze zwietrzenia kredy, a dopiero na glinie poziom próchniczny wyraźnie odwapniony.

Ługowanie wierzchnich warstw kredy odbywa się także pod pokrywą osadów czwartorzędowych, powodując nierównomierne osiadanie tych ostatnich; wyraża się to w charakterystycznym mikroreliefie, np. na przedmieściach na NW od Chełma (nieforemne zagłębienia).

Autor usiłuje sprecyzować nazwy postaci litologicznych kredy białej; nazwą kreda miękka proponuje określać wszystkie odmiany sedymentologiczne kredy, które w wysuszonych próbkach po szybkim zanurzeniu w wodzie rozplývają się lub rozsypują na drobne grudki, a po wymieszaniu dają tylko małą ilość osadu frakcji grubszych i nieznaczną ilość części nierozpuszczalnych w *HCl*. Na sucho kruszą się one tak łatwo, że do pisania nie nadają się. Jest to kreda pisząca, niezwykle słabo scementowana, która w stanie wilgotnym traci spistość i staje się plastyczna już przy nieznacznym nacisku kierunkowym. W wielu przypadkach plastyczność takiej kredy jest objawem wtórnym, wywołanym przyczynami zewnętrznymi.

Margiel kredowy miękki odróżnia się od kredy miękkiej większą zawartością składników koloidalnych, nierozpuszczalnych w kwasie solnym (rysa, zrobiona na suchej próbce, połyskuje). W okolicach Chełma margle, prócz węglanu wapnia, zawierają także głównie krzemionkę bezpostaciową w ilości powyżej 20%. Margiel scementowany nosi nazwę opoka. Kreda miękka jest mniej przepuszczalna dla wody, gdyż szczeliny nie zachowują się w niej tak dobrze, jak w kredzie piszącej lub w opoce. Jest ona łatwo rozpuszczalna i wody przesiąkające po powierzchni tworzą szczególną rzeźbę, złożoną z podłużnych, płytkich zagłębień, zajętych przez wilgotne pastwiska, skierowanych za spadkiem ogólnym terenu. W obszarach, w których wierzchnią warstwę tworzy opoka, denudacja postępuje znacznie wolniej. Obszary te zaznaczają się jako płaskowzgórza.

Autor tłumaczy te zmiany charakteru litologicznego, zachodzące w profilu kredy górnosenońskiej okolic Chełma, zmianami warunków sedymentacji, mianowicie regresją, znaną z wyższych poziomów mastrychtu.

W głębszych nieco warstwach kredy nad Bugiem obserwowano miejscami drobne konkracje fosforanowe i sinawe zabarwienie kredy; prawdopodobnie jest to ślad wzmoczenia cyrkulacji przy dnie morskim; stwierdzono też cienkie przewarstwienia piaszczyste. Przeciwnie, kreda miękka plastyczna z małą zawartością ciemnej substancji koloidalnej oraz drobne skupienia siarczku żelaza — są zapewne śladem przejściowego osłabienia cyrkulacji.

Północno-wschodnia granica mastrychtu lubelskiego przekracza nieco linię Bugu. Poczynając od Włodawy w dół Bugu w kilku miejscach prze-



wiercono górne pokłady białej kredy, zawierającej krzemienie. O 40 km na wschód od Bugu, w okolicy Małoryty, podobna kreda z krzemieniami ukazuje się na powierzchni. Również poniżej Brześcia, w Mielniku nad Bugiem i w Kornicy pod Konstantynowem, krzemienie ukazują się z rzadka na powierzchni w kredzie górno-senońskiej. Można przypuszczać, że jest to oznaka wynurzania się pod szczątkami trzeciorzędu coraz niższych ku E i N warstw senonu. Jednocześnie w tym samym kierunku tj. ku NE maleje miąższość białej kredy.

Górna powierzchnia białej kredy obniża się w dół Bugu bardzo nierównomiernie. Takie samo obniżanie się zauważono w obrębie lokalnie wyróżnionych przewarstwień w samej kredzie. Obserwacje te usprawiedliwiają przypuszczenie, że między Chelmem a Włodawą przebiegają fleksury w kierunku W—E; po drugiej stronie Bugu ten kierunek tektoniczny odchyła się ku NE, wyznaczając już w czasach przedlodowcowych bieg górnej Prypeci.

Osady morskie trzeciorzędowe okolic Brześcia leżą znacznie niżej, na rozmytej powierzchni kredy; brak tam kredy najwyższej. To obniżenie, częściowo zapełnione osadami słodkowodnymi młodo-trzeciorzędowymi, ograniczone jest od południa wzniesieniem powierzchni białej kredy w okolicy Małoryty i Wielkoryty, stanowiącym dział między doliną Bugu i rozległą niziną na S od Kobrynia.

Pas wyższy biegnący w poprzek doliny Bugu w okolicy Mielnika odpowiada wzniesieniu powierzchni kredy, pociętemu już w czasach przedlodowcowych przez erozję i być może, zaakcentowanemu miejscami dzięki dynamicznej działalności lodów. W Mielniku zachowały się warstewki przejściowe między białą kredą z *Belemnitella mucronata* i *B. lanceolata* Schl. zawierającą krzemienie i drobne fosforyty, a osadami ilowymi i mułowymi najwyższego senonu; piaski glaukonitowe leżą przekraczająco. Pomędzy kredą białą okolic Chelma a spoczywającymi na niej utworami jest przerwa czasowa, zaznaczona rozmywaniem. Na przykład w zagłębieniu powierzchni białej kredy w pobliżu stacji Zawadówka występuje pelit z lepiszczem obecnie krzemionkowym oraz zielony margiel piaszczysty (przeważnie odwapniony i skrzemionkowany), przepelniony dużymi ziarnami glaukonitu i zawierający okruchy i drobne otoczaki kredy. W odłamku tej skały, pochodzącym z Chelma, znaleziono zlamaną i oblepioną glaukonitem, lecz nie obtoczoną *Belemnitelę* kredową. W poziomie tym występują poza tym: drobne zęby ryb, otwornice, korale, gąbki, odciski igieł jeżowców (*Cidaris*), odciski robaków (*Serpula?*), ramienio-nogów (np. *Rhynchonella*), ślimaków i małżów (*Pecten*) oraz *Nucula truncata* Nils., znana z mastrychtu nad Wisłą. Omawiany utwór zachował się tylko jako mały płat szczątkowy na zboczu białej kredy na wysokości 232 m n. p. m. i w luźnych blokach w Chelmie na wysokości 226 m; wykazuje on wiele analogii w stosunku do niektórych piaszczystych poziomów górno-kredowych



nad Wisłą (Bochotnica) i prawdopodobnie górno-kredowych nad Bugiem (Włodawa); zieloną tę skałę z okolic Chelma zaliczano już to do górnej kredy, już to do trzeciorzędu; raczej jest ona starsza od danu, a więc należy do kredy.

### TRZECIORZĘD

Przekrój warstw trzeciorzędowych z okolicy Chelma bywa następujący: W rozległym zagłębieniu powierzchni kredy na N od Chelma, na Górze Dziewiczej, w poziomie 213 m n. p. m. spoczywa na kredzie senońskiej bezpośrednio pokład czarniawo-brunatnego ilu (miąższość ok. 4 m) z cienkimi wkładkami piasku kwarcowo-glaukonitowego. Na ilach leżą piaski kwarcowo-glaukonitowe (miąższość 6 m); piaski podobne zaliczano w tych okolicach do oligocenu dolnego, już to do miocenu, co zdaje się być słuszniejsze; pokryte są one bezpośrednio utworem sarmackim, ogólnie znanym, złożonym z piasków kwarcowych i z przerostów skrzemionkowanego mułowca (pierwotnie wapnistego) z próżniami po muszlach (3).

Na wtórnym złożu w bużańskich osadach rzecznych występują nieliczne ślimaki sarmacko-tortońskie, różne od zespołu okolic Chelma. W piaskach preglacialnych znajdowano: *Mohrensternia pseudosarmatica* Friedb. (w Smolarach Rogowych), częściej *Bittium deforme* Eichw. (w Smolarach Rogowych i w Zadębcach). W Horodle w piasku rzeczonym plejstoceniowym znaleziono w jednym egzemplarzu *Merica fenestrata* Eichw. (torton — oznaczenie K. Kowalewskiego).

Wobec tego, że na Wyżynie Lubelskiej znane są piaski glaukonitowe tortońskie, można wyrazić przypuszczenie, że również nad Bugiem istniały takie utwory.

W brzegu doliny Bugu pod Kryłowem (18 km ku SSE od Hrubieszowa) zachował się nad kredą mały płat szczątkowy piasków glaukonitowych. Podobny utwór występuje w tym samym poziomie na zboczach wzgórz okolic Chelma (np. we wsi Malowanej). Bug płynie więc starą bruzdą, która oddzielała Wyżynę Wołyńską od Lubelskiej. Że z warstw trzeciorzędowych pozostało tu tak mało, tłumaczy się to długotrwałą erozją i denudacją.

Pod Czuczycami (9 km ku NNW od Chelma) piaszczysta seria mioceniowa miejscami glaukonityczna zawiera wkładki ilu ciemnobrunatnego lub jasnego marglistego — w postaci grubych, ale niezbyt rozległych soczew. Brunatne piaski i ily są to osady zmienne z fauną morską dolno-sarmacką: *Bulla*, *Potamides mitralis*, *Mohrensternia angulata*, *Hydrobia*, *Cardium (plicatum?)* (wg oznaczenia J. Czarnockiego).

Pokrywają one pochylą platformę, utworzoną skutkiem erozji przedmioceniowej. Amplituda rzeźby przedmioceniowej w tej okolicy przekracza 50 m.



Wielka bagnista nizina na N od Chełma odpowiada zagłębieniu wyerodowanemu w kredzie, niegdyś wypełnionemu osadami trzeciorzędowymi, a później odgrzebanemu. Piaski kwarcowe i kwarcowe z glaukonitem, występujące w spodzie sarmatu, zachowały się tu jedynie w małych płatach pod wsią Malowaną i pod Czulzycami. Występują też odłamki skrzemionkowanych pni m. in. drewna typu *Araucaria* (wg oznaczenia T. Gorczyńskiego).

Dalej ku N, między Chełmem a Włodawą, gruba warstwa ilów szarych, czarniawych lub żółtych ukazuje się wśród serii piasków trzeciorzędowych w rozległej wyżynie między Uhruskiem a Bukową Małą.

W otworach studziennych włodawskich piaski glaukonitowe spoczywają na warstwach ze zlepkami piaskowca drobnoziarnistego, zaliczanych do najwyższej kredy. Tych warstw kredowych brak ku wschodowi od Włodawy (z wyjątkiem kanału odwadniającego jez. Pulmo, 8 km ku SE od Włodawy). W Hucie Rateńskiej i w Brześciu piaski trzeciorzędowe pokrywają przekraczającą kredę białą. Niekiedy oddzielone są od niej warstwą ilu, zawierającego ogładzone krzemki, nieliczne odłamki piaskowca glaukonitowego, jak również drobne otoczaki białego kwarcytu („egzotyki“).

W Brześciu ponad morskimi piaskami glaukonitowymi z kongrecjami siarczku żelaza zachowały się szczątkowe płyty utworów młodo-trzeciorzędowych: piaski drobne z pyłem węglistym, ily i margle jeziorne z mięczakami, jak *Pisidium brestense* Mihi, podobne do astartoidów i do *P. clessini* z pliocenu Sławonii, *Sphaerium* podobne do *filipovići* Brusina i do *asiaticum* Martens oraz *Paludina?* typu dość pierwotnego. Podobne osady zaliczane do pliocenu na podstawie flory znane są też z okolic Kobrynia. W te osady wcięte są głębokie doliny, zasypane piaskami i namułami preglacjalnymi z próchnicą, bez materiału północnego. Głębokość tych dolin sięgała 75 m. Na podstawie *Pisidium* jako najbardziej prawdopodobny wiek ilów można uważać pliocen środkowy. Okres erozji odpowiadałby zatem pliocenowi górnemu.

Także i w okolicy Hrubieszowa oraz na dzisiejszym europejskim dziale wód na NE od Chełma, w dolinach wgłębionych w kredę na około 30—40 m, zachowały się napływy preglacjalne (piaski rzeczne z *Pisidium amnicum* i *Clausilia*, margle jeziorne). Materiał składający te osady jest kredowy i trzeciorzędowy — ziarna kwarcowe, niekiedy pył rozartego glaukonitu, to znów spękane termicznie (?) krzemki, albo piaszczyste zlepki, słabofosforytowe (Zadębce, Smolary Rogowe 143 m, n. p. m., Lasy Szackie 129 m, n. p. m.).

#### EROZJA PRZEDSARMACKA I POSARMACKA

Przed osadzeniem się piasków glaukonitowych i ilów działała erozja zaznaczona bardzo wyraźnie na N od Chełma. Między Czulzycami, Stawem i Chełmem została częściowo odsłonięta rzeźba przedmiocenska, której ampli-



tuda przekracza 50 m, dzięki temu płaty utworów trzeciorzędowych występują w różnych poziomach hipsometrycznych.

Kulminacje powierzchni kredy i trzeciorzędu, występujące ku WNW od Chełma, panują nad rozległym obszarem. Miocen tworzy tam płaskowzgórze, wzniesione do 274 m nad poziom morza. Niżej, na wysokości 255 m, pod piaskami glaukonitowymi i przewarstwieniem ilu odsłania się kreda, (kol. Janów). Powierzchnia spągowa trzeciorzędu na ogół obniża się w większych dolinach i ku północy: we wsi Malowanej pod Chełmem 196 m; pod Czuczycami: 182 do 188 m; na krańcu południowym wsi Bukowa Wielka pod Sawinem: 195 m; pod Uhruskiem znów około 207 m; we Włodawie około 110 m (nad piaskowcami górno-kredowymi?); na E i SE od Włodawy 160 m (nad mułowcem górno-kredowym oraz bezpośrednio nad białą kredą); w Leplówce pod Domaczewem 130 m; w Brześciu 85 m.

W drugą stronę powierzchnia spągowa trzeciorzędu obniża się ku bruzdzie hrubieszowskiej, w której pozostał mały płat piasków glaukonitowych w krawędzi doliny Bugu w kol. Malków w poziomie 190 m do 195 m (2 km ku WSW od miasteczka Kryłowa). Względem wyżyny chełmskiej jest to sześćdziesięciometrowa bruzda, z której Bug zdołał na ogół usunąć warstwy trzeciorzędowe. Od czasów przedsarmackich działała tu erozja, to znów następowały okresy uśpienia (równowagi) lub akumulacji. Kredowe dno obecnej doliny znajduje się pod czwartorzędowymi napływami w poziomie ok. 160 m; ku północy opada ono dość równomiernie.

### PREGLACJAŁ

Pod koniec trzeciorzędu odbywał się transport rzeczny materiału z rozmywanych warstw trzeciorzędowych i kredowych; materiał ten — to przede wszystkim ziarna kwarcowe, pył rozartego glaukonitu i niekiedy piaszczyste zlepki słabo fosforytowe, albo krzemki (Zadębce, Smolary Rogowe, Lasy Szackie, Brześć, zapewne Leśna Podlaska i inne miejsca).

W Zadębcach (8 km ku NW od Hrubieszowa) materiał taki występuje na wysokości 195 do 200 m w utworze piaszczysto-madowym ze szczątkami fauny lądowej i słodkowodnej, m. in. *Ursus etruscus* Cuvier (forma nowa „*progressiva*“), *Valvata bronni* Sandb. (okaz uległ zniszczeniu), oraz fauny morskiej kredowej i zapewne trzeciorzędowej, obtoczony (na wtórnym złożu). Utwór ten można prowizorycznie nazwać „preglacjałem“, ponieważ na podstawie wyżej wymienionej fauny i przy nieobecności materiału północnego można go zaliczać tylko do najwyższego pliocenu lub do najniższego plejstocenu. Niedźwiedź z Zadębec i miejsce jego znalezienia stanowią temat notatki, przygotowywanej do druku. W rozwoju uzębienia stoi on pomię-



Schemat rzeźby przeddyfuzyjnej i poddyfuzyjnej oraz rozmieszczenie osadów między Skierbieszowem a Włodzimierzem  
(Objaśnienia znaków p. str. 337)

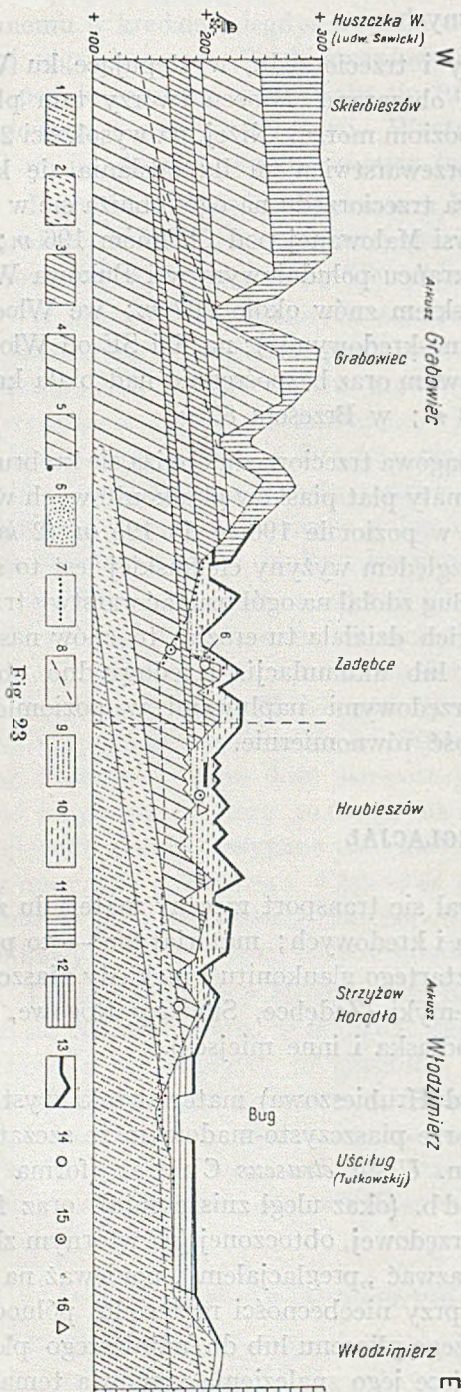


Fig. 23

dzy formami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi. Stanowisko to można uważać za jeden z tarasów preglacjalnych (fig. 23).

Takich preglacjalnych utworów dolinowych oczekiwać można w dolinie Huczwy pod Hrubieszowem, pomimo że obok w tym samym poziomie występują też utwory rzeczne plejstocenijskie. Wolyńskim przedłużeniem tej starej doliny jest zamulona dolina Ługi i zapewne jej dalszy ciąg „przelewowy“ aż do Stochodu (Tumin, Kisielin — erozyjna powierzchnia kredy w poziomie około 170 m). Mulek ilasty zawierający nieco glaukonitu (może preglacjalny?) zachował się np. na wysokości 193 m w cegielni przy kol. Rusów (5 km ku S od Uścługa).

Piaski i żwiry preglacjalne z *Pisidium annicum* i *Clausilia* sp. ze Smolar Rogowych spoczywają na erozyjnej powierzchni kredy w poziomie 143 m (fig. 24). Margle słodkowodne i piaski z krzemkami (spękanymi termicznie?) w Lasach Szackich, na SW od wsi Huta Ratnieńska, pokrywają dno doliny wydrążonej w kredzie w poziomie 129 m. Piaski i żwiry preglacjalne w Brześciu zajmują dolną część dolin, głęboko wciętych w osady trzeciorzędowe i sięgających aż do ich spągu.

Także w okolicy Janowa Podlaskiego i Leśnej trzeciorzęd glaukonitowy nie zachował się



w dnie doliny trzeciorzędowej, kreda jest tam rozmyta do poziomu około 42 m (na podstawie próbek w P. I. G. — profile Rychłowskiego 1930 r.).

### CZWARTORZĘD

#### OGÓLNY CHARAKTER UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH OKOLICY CHEŁMA

Czwartorzęd w okolicy Chełma wykształcony jest przeważnie w postaci rozmaitych napływów i osadów słodkowodnych, a jedynie w wyższych miejscach, na niektórych płaskowzgórzach kredowych, zachowały się niewielkie płyty gliny morenowej, zawierającej na ogół dużo miejscowego materiału miocenijskiego i kredowego. Dość duży płat zaobserwowano w odległości 2,5 km ku SSE od Chełma, na lesistym pagórku koło Podborcza; jest on odosobnionym „wzgórzem-świadkiem” po dawnej pokrywie morenowej, czy też po zrujnowanym festonie morenowym.

W tym i w innych przypadkach można stwierdzić, że morena zachowała się nie na samych kulminacjach powierzchni kredy, a w nieco niższych poziomach, na starych platformach denudacyjnych czy tarasach, przeważnie na wysokości około 200 m n.p.m. pod Wolkowianami i Żmudzią (17 km ku SE cd Chełma), lub

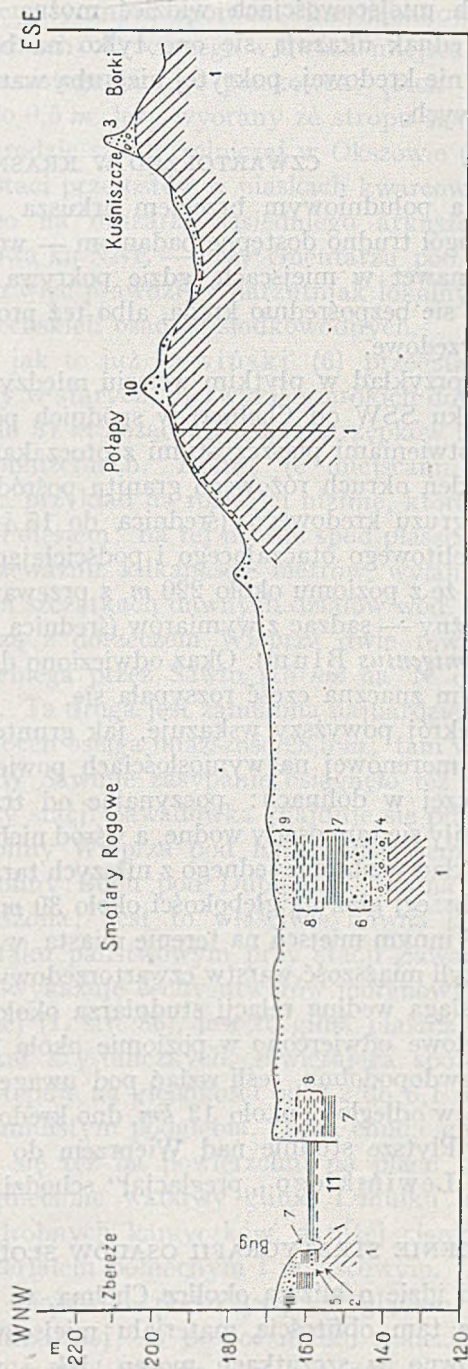


Fig. 24

Schematyczny przekrój przez stare i młode aluwia równiny polskiej w miejscu przecięgnięcia wód do dorzecza Wisły (Objaśnienia znaków p. str. 338)



wyżej, np. w okolicy Stójła i Ostrowia (15 km ku SW od Chełma); w tych ostatnich miejscowościach widzieć można stosunkowo liczne głaziki północne, jednak ukazują się one tylko na bardzo ograniczonej przestrzeni, na wyżynie kredowej, pokrytej niegrubą warstwą piasków i mułków czwartorzędowych.

#### CZWARTORZĘD W KRASNOSTAWSKIM

Poza południowym brzegiem arkusza „Chełm“ utwory glazonośne są już na ogół trudno dostępne badaniom — wobec istnienia pokrywy lessowej; zresztą nawet w miejscach, gdzie pokrywa ta nie zachowała się, zwykle odsłania się bezpośrednio kreda, albo też produkty jej przeróbki przez wody czwartorzędowe.

Na przykład w płytkim wcięciu między Wolą Siennicką a Komarówką (18 km ku SSW od Chełma) w spodnich poziomach gliny lessowatej, pod przewarstwieniami piaszczystymi z otoczkami opoki kredowej, stwierdzono tylko jeden okruch różowego granitu pośród grubych przewarstwień, złożonych z gruzu kredowego (średnica do 15 i 20 cm). Wiek czwartorzędowy osadu pelitowego otaczającego i podścielającego odłamki kredy, potwierdza się tym, że z poziomu około 220 m, z przewarstwień gruzu, pochodzi siekacz, przynależny — sądząc z wymiarów (średnica maks. 16 cm) do mamuta (*Elephas primigenius* Blum). Okaz odwieziono do gimnazjum w Krasnymstawie, przy czym znaczna część rozsypała się.

Przekrój powyższy wskazuje, jak gruntownie były rozmywane szczątki powłoki morenowej na wyniosłościach powierzchni kredy.

Inaczej w dolinach: poczynając od trzeciorzędu, w okresach zastoju gromadziły się tam osady wodne, a wśród nich także i pozostałości lodowcowe. Na przykład w obrębie jednego z niższych tarasów Wieprza w Krasnymstawie (prawy brzeg) głaz na głębokości około 30 m powstrzymać miał dalsze wiercenie. W innym miejscu na terenie miasta, w studni, głębokość do dna kredowego, czyli miąższość warstw czwartorzędowych (być może razem z preglacją?) osiąga według relacji studniarza około 60 m; wynikałoby z tego, że dno kredowe odwiercono w poziomie około 130 m; liczba niepewna, jednak dość prawdopodobna, jeśli wziąć pod uwagę, że nad Wojsławką, w dolinie bocznej, w odległości około 13 km, dno kredowe leży w poziomie około 161 m n. p. m. Płytsze studnie nad Wieprzem do kredy nie sięgają. Pod Lubli-nem wg Lewińskiego „preglacja“ schodzi do 147 m.

#### ZAGADNIENIE STRATYGRAFII OSADÓW SŁODKOWODNYCH CHEŁMSZCZYZNY

Jeśli idzie o bliższą okolicę Chełma, to utwory czwartorzędowe odznaczają się tam obfitością materiału miejscowego.

Zarówno w szczątkach moren, jak i wśród osadów słodkowodnych, obok narzutniaków północnych tkwią liczne odłamki, a nawet duże bloki



piaskowców miocenских, pierwotnie niewątpliwie wapnistych, a obecnie wyróżniających się charakterystycznym spoiwem krzemionkowym i próżniami po wylugowanych małżach. Prócz tego w dwóch miejscach spotkano ciałki kruchego drobnoziarnistego białego piaskowca; blok takiego piaskowca mający średnicę około 0,5 m leży wyorany ze stropu słdkowodnych osadów plejstocенских w ogrodzie szkoły rolniczej w Okszowie (na N od st. kol. Chełm); skałę tę, w postaci przerostów w piaskach kwarcowych trzeciorzędowych, znaleziono tylko na obszarze sąsiedniego arkusza „Opalin“, mianowicie o 15 km od Okszowa ku NNE — przy cementarzu pod Łukówkiem (i dalej ku północy). Jest to więc prawdziwy narzutniak lokalny, spoczywający na powierzchni plejstocенских osadów słdkowodnych.

Plejstocенские napływy, jak to już Lewiński (6) przedstawił, wyściskają dna i dolne części zboczy w starych, niezwykle szerokich dolinach, wciętych w kredę na głębokość do 37 m licząc względem strzępków trzeciorzędu, zachowanych w dawnych obniżeniach. Doliny te miejscami są zupełnie zamulone i zamaskowane, na przykład na rozległej nizinie, która od Chełma sięga aż za Bug i łączy się z Polesiem; na tej nizinie spod płaszczka namulisk, którego miąższość osiąga przeważnie kilkanaście metrów, wylania się kreda tylko w niewielu miejscach na szczątkach dawnych działów wód.

Wspomnianą nizinę łączą z dorzeczem Wieprza dwie równoleżnikowe doliny, z których jedna przebiega przez Sawin (15 km na N od Chełma), a druga koło samego Chełma. Ta druga jest zamulona najbardziej przy stacji kol. Zawadówka, gdzie plejstocen osiąga miąższość 28,5 m; tam właśnie przecina ją obecnie dział wód. W Sawinie zasypanie osiągnęło też około 28 m.

Dno kredowe doliny przy stacji Zawadówka znajduje się przeszło 60 m wyżej od dna kredowego doliny Wieprza pod Krasnymstawem, a o 40 m wyżej od dna kredowego doliny Bugu pod Dubienką. Dolina przelewowa Zawadówki jest więc zawieszona; jest to właściwie dawna cieśnina.

W profilu studni w tartaku państwowym przy stacji Zawadówka (ok. 226 m) jedna tylko warstwa wykazuje cechy utworów morenowych, ale i ta ma charakter moreny lokalnej (1, str. 86), jest to glina piaszczysto-mulista z okruchami i ulamkami skał krystalicznych, zawierająca sporo lśniących ziarn trzeciorzędowych; występuje na głębokości od 3,2 do 6,1 m, pod mułkiem lessowatym i piaskiem mulistym podglebia. Taka chuda glina z materiałem narzutowym ukazuje się też na powierzchni na placu tartacznym; w pobliżu widać jakby pogniecione warstwy glinki i mułku kwarcowego z kropłowatymi gniazdami drobnych kamyczków, a niżej cienkie poziome przewarstwienia żwiru z materiałem północnym i miejscowym.

Ów mułek kwarcowy, miejscami piaszczysty, wyglądem odpowiada chudej lessowatej madzie nadrzecznej; w próbce mułku znaleziono kawałki szerniałego drewna; w profilu studziennym mułek podściela glinę z okruchami skał, a więc można przypuszczać, że jest on wieku interglacjalnego.



W przewarstwieniach glinki, mułku i piasku wiercono do głębokości 13,3 *m*. Bezpośrednio pod nimi leży warstwa o miąższości prawie 2,5 *m*, złożona z piasku z dużą zawartością ogładzonego żwiru północnego i nieobtoczonych odłamków piaskowca miocenińskiego. Na zasadzie położenia tej warstwy w spodzie napływów madowych można określić ją jako piasek, osadzony przez wodę bieżącą. Poziom żwirowy, obcy względem warstw spagowych, zaznacza silny przepływ, a zatem i erozję.

Pozostała część przekroju serii dolinowej, mianowicie warstwy, przebite na głębokości od 15,7 do 28,5 *m*, to gliny margliste i margle piaszczyste z poziomami otoczków kredy. W próbkach z dolnych warstw trafiają się bardzo nieliczne, drobne okruchy skał, m. in. krystalicznych. Uzyskano je przez szlamowanie próbek z warstwy spodniej, miększej około 5 *m*, złożonej głównie z grubych, słabo obtoczonych odłamków szarawej kredy piszącej. Obecność tylko nielicznych okruchów krystalicznych świadczy o całkowitym rozmyciu starszych utworów lodowcowych w obszarze doliny, a brak niemal zupełny materiału miocenińskiego przy mnóstwie otoczków kredy świadczy, że materiał dolnych warstw profilu pochodzi z najbliższego sąsiedztwa — z dna doliny; a zatem systemat dolinowy okolic Chelma jako szczyrba w piaskowcach miocenińskich istniał już wcześniej — w czasach przedlodowcowych.

Pod Chelmem w trzech dużych odkrywkach cegielnianych (Trubaków, Majdan-Zawadówka i Horodyszczce) dają się obserwować kolejne zmiany w warunkach osadzania (6), a także powierzchniowe rozmycia, zaburzenia i przesunięcia, te ostatnie spowodowane przez nacisk styczny do powierzchni ziemi, a więc niewątpliwie przez lód. W niektórych miejscach zmięcie warstw poszło tak daleko, że zostały one rozkawałkowane i przemieszane z odłamkami skał, wśród których można znaleźć i narzutniaki północne. Ta morena lokalna nie tworzy jednak ciągłej pokrywy, lecz gniazda, wciśnięte w podłoże warstwowe; od góry zaburzenia te przeważnie są ścięte płaszczyzną abrazyjną i pokryte niezgodnie cienką warstwą młodszych napływów. Zdjęto planiki poziomicowe odkrywek w Majdanie-Zawadówce i w Horodyszczcu i na podstawie wkopów i płytkich sond wykreślono przekroje po 100—200 *m*; z nich okazało się, że w obu cegielniach, których odległość wynosi 3 *km*, można prześledzić powierzchnię abrazyjną, mającą łagodny i na ogół dość równomierny spadek, parę lub kilka procent, zgodny z ukształtowaniem naziomu, prawie do niego równoległy. W odkrywce „Majdan-Zawadówka“ (na W od miasta) powierzchnia abrazyjna znajduje się na wysokości około 200 *m* n. p. m.; w cegielni pod Horodyszczem (na NW od miasta) opada ona łagodnie od wysokości 190 *m* (w jądrze wyniosłości) do około 183 *m* ku niższemu mokradłu odległemu o  $\frac{1}{4}$  *km* od jądra wyniosłości. Powierzchnia ta dzieli miejscowe utwory plejstocenijskie na dwie serie: starszą (ściętą) i młodszą (przekraczającą). W lokalnych zagłębieniach przekraczanie to zaznacza się potężnymi soczewkami otoczków, przeważnie oblepionych mułkowatym



piaskiem. W innych miejscach daje się zauważyć co najwyżej poziom kamienisty, rozpoczynający muły górnej serii. Gdzieniedzie tkwi w nim duży blok miocénskiego piaskowca; otoczaki skał północnych są mniej liczne i mniejszych wymiarów.

Obie serie na ogół mają charakter osadów słodkowodnych i zawierają szczątki organiczne zarówno w dolnych, jak i w górnych poziomach.

Seria starsza spoczywa już to na kredzie i wówczas rozpoczyna się otoczakami kredy, już to na piasku z narzutniakami i z resztkami gliny morenowej; kończy się zaś zmięciem warstw z wgniecionymi narzutniakami i blokami piaskowca miocénskiego: w Majdanie-Zawadówce np. blok średn.  $\frac{1}{2}$  m, pod Horodyszczem zdarzały się jeszcze większe.

Ponieważ obie cegielnie nie leżą na samym dnie dawnej doliny, lecz w miejscach wyższych, odpowiadających jakimś przedlodowcowym tarasom, więc seria starsza nie może tu być tak kompletna, jak w najgłębszym miejscu doliny. W odkrywce w Majdanie-Zawadówce miąższość jej wynosi zaledwie 7 m. W obu cegielniach rozpoczyna się marglem z włóknami roślinnymi — w Horodyszczu zawiera nawet duży wkład torfu. Nieco wyżej nad piaskiem jeziornym trafiają się w marglu mulistym szczątki mięczaków silnie zarastającego jeziora: *Ancylus (Acroloxus) lacustris* L., niedorozwinięty egzemplarz *Gyraulus* i drobne *Pisidium*, oraz ślimaki lądowe: *Succinea oblonga* Drap.? (emb.) i *Vertigo genesii* Gr. (bez zębów)<sup>1</sup>. Wyżej osad staje się czarniawy, mułowy, a następnie poprzez glinę mulistą przechodzi w mułek lessowaty, charakterystycznie, zawiłe ulawicony. Zupełnie podobny utwór i w takim samym położeniu morfologicznym i stratygraficznym występuje też w odległości 28 km ku SE, w klinkierni w Białopolu. Z górnych poziomów serii starszej wydobyto w cegielni w Horodyszczu: *Stagnicola palustris diluviana* A.?, *Valvata pulchella* S., *Bithynia tentaculata* L., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus „arcticus“ (graedleri?)* oraz *Succinea oblonga* D. Wobec bliskości brzegu zawiera on w górnej części pojedyncze otoczaki piaskowca miocénskiego lub nawet całe soczewy otoczaków kredy. W poziomie tym trafiały się też skorupki drobnych ślimaków i muszelki słodkowodne, podobnie zresztą jak w Białopolu. Poziom z otoczakami i piaskiem zaznacza już lokalne niszczenie, abrazję. Następują jeszcze warstwy glinkowate, częściowo zniszczone lub zmięte i przerobione na lokalną morenę i na tym seria starsza kończy się. Mulki tej serii są sprasowane, co stwierdzono przy próbach obciążenia (w szpitalu psychiatrycznym).

Seria młodsza składa się tu z mułków i glinek madowatych, miąższości 3 m, niekiedy ze śladami fal (w Horodyszczu). Soczewy gładzików i otoczaków

<sup>1</sup> Gatunek ten żyje w klimacie umiarkowanym — do Leningradu i Moskwy — na stanowiskach wilgotnych; nierzadki w kredach jeziornych i torfach interglacialnych i holoceńskich; wymieniano go także z lessu.



tkwią nie tylko u podstawy, ale pojedynczo także w środku, w warstwach, i u góry — w głębie szczyrkowatej współczesnej.

Materiał głazowy nie był zdala toczony przez falę, ale osiadł na miejscu jako residuum z rozmytej miękkiej „Joka'nej“ moreny; świadczą o tym wielkie wymiary niektórych głazów mioceńskich (0,5 m średnicy). W miejscu, gdzie ten „podstawowy“ poziom głazonośny serii młodszej ma miąższość około 35 cm, pomiędzy głazikami, których średnica wahała się od paru do 20 cm, leżała słabo sfosylizowana część nosowa czaszki nosorożca *Tichorhinus antiquitatis* Bl., oraz parę skorupki ślimaków lądowych i słodkowodnych: *Vitrea* sp. (zniszczona przed oznaczeniem), *Gyraulus* sp. (uszkodz.) i *Bithynia tentaculata* L. (uszkodz.).

Z serii młodszej, z wykopów i z płytkich studzien wydobyto: *Succinea oblonga* D. (Czułczyce, Sajczyce, Chełm-Pilichonki), *Stagnicola palustris diluviana* A. (Zarzecze), *Valvata antiqua* S. (Sajczyce, Zarzecze), *Valvata piscinalis* M. (Chełm-Pilichonki), *Bithynia tentaculata* L. (Czułczyce), *Planorbis planorbis* L. (Zarzecze), *Bathymorphalus contortus* L. (Chełm-Pilichonki), *Gyraulus* sp. (Sajczyce), *Sphaerium corneum* L. (Sajczyce, Chełm-Pilichonki — f. *lacustre* D.?) *Pisidium amnicum* M. (Sajczyce, Chełm-Pilichonki), *Pisidium pulchellum* J.? (Chełm-Pilichonki) i inne drobne *Pisidia* (Sajczyce).

W niektórych miejscach seria młodsza odznacza się wielką obfitością otoczków, tak z materiału narzutowego, jak i z kredy, z której zbudowane były pobliskie brzegi zbiornika. Taki właśnie skład mają potężne estrogi przybrzeżne na S od wsi Malowanej. Ale piaski słodkowodne występują także i w innych miejscach; np. po przeciwnej stronie Chełma ułamki *Sphaerium corneum* (?) i wieczka *Bithynia tentaculata* L. występują w piasku mułkowatym, płytko przy drodze na E od Bazylan. Rozległe pcle wydmowe w Bazylanach i wokół Strupina jest właśnie piaszczystą brzeżną strefą po wschodniej stronie tej rozległej zatoki.

Inną fację widzieć można w samym mieście. Tam u podnóża wzgórz kredowych, na wysokości około 190 m n. p. m. ciągnie się łagodnie nachylona platforma brzegowa, pokryta warstwą miąższości 1 m, złożoną z otoczków kredy, zlepionych szarawym, nieco piaszczystym marglem, w którym znaleziono też mały odłamek „zielonej skały“ (w przekopie wodociągowym, ul. Szwoleżerów). Dalej od brzegu, w zacisznych miejscach osadził się margiel słodkowodny (na S od dworca) lub margiel z wkładkami piasku i ze ślimakami, jak: *Vallonia costata* (?), *Succinea oblonga* D., *Bithynia tentaculata* L. (1,3 km ku NE od dworca).

W strefie przybrzeżnej bardziej otwartej, a wobec tego silniej zamulanej, osadzała się glinka madowa z fauną wód spokojnych, lecz pozostających w ruchu, płytkich i zarastających. Obecność fauny lądowej zaznacza wpływ



brzegu lub rzeki. Taki typ fauny znaleziono (1938) na hałdzie studni głęb. 3 m, sięgającej do poziomu 185 m, w pobliżu ulicy Szpitalnej, 1,5 km ku NW od śródmieścia. Występuje tam parę gatunków lądowych i 5 gatunków słodkowodnych: *Bathyomphalus contortus* L., *Valvata piscinalis* M., *Sphaerium corneum* L. (f. *lacustre*?), *Pisidium amnicum* M., *Pisidium* drobne (uszkodz.) może *pulchellum* J.? Mogą to być też osady spokojnej rzeki, zalewającej starorzecza, czy też deltę w zanikającym jeziorze.

Michalski (7) znalazł podobną faunę przy linii kolejowej w stronie NE od miasta, przed stacją Ruda-Opalin.

Charakterystyczne profile zaobserwowano w kilku miejscach w okolicy wioski Malowanej pod Chełmem. Na piaskach, należących prawdopodobnie do dolnego sarmatu (p. wyżej, w rozdziale o trzeciorzędzie), transgreduje utwór słodkowodny piaszczysto-iłowy, złożony głównie z materiału lokalnego, ale zawierający miejscami także składniki północne. Zależnie od warunków miejscowych występuje w nim to mnóstwo glaukonitu, to znów skupienia otoczków kredy lub opoki kredowej odwapnionej, a w jego spodnim poziomie — nawet wielkie bloki „kwarcytu“ sarmackiego (przy szosie lubelskiej na WNW od Chełma, 1 km za rozstajami). We wzgórku na S od Góry Dziewiczej utwór potrzeciorzędowy rozpoczyna się skupieniami otoczków, nad którymi leży bezpośrednio warstwa iłu i mułu blisko metrowej miąższości, a nad nią piaski drobnoziarniste, częściowo muliste, uławiczone krzyżowo, miąższe co najmniej 2 m. Ten utwór przybrzeżny znajduje się tu na wysokości około 220 m. W zachodniej części odkrywek jest od góry częściowo zniszczony, zgnieciony i zmieszany z mnóstwem głazów „kwarcytu“ miocńskiego (morena lokalna?), należy więc do serii starszej. Znaczna wysokość absolutna utworu słodkowodnego nie jest tu wyjątkiem, gdyż także przy st. Zawadówce (p. wyżej) osady wód przelewowych serii starszej leżą w tym samym poziomie. Powiązanie tych spostrzeżeń ułatwi rekonstrukcję wybrzeży zbiornika. Rzeczywiście — na wszystkich niemal wzgórzach okolic Chełma w miejscach odsłoniętych istnieją dość strome zbocza — jakby ślady podcięć abrazyjnych; podnóże tych skarpy, przysypane piaskami i mułami czwartorzędowymi, znajduje się przeważnie na wysokości około 200 m, a poziomica 220 m obejmuje prawie wszystkie skarpy.

Podcięcia erozyjne istnieją także w niższych poziomach, skutkiem czego górne płyty osadów słodkowodnych są dość wąskie. Za przykład podcięcia w poziomie około 200 m, zamaskowanego niżej leżącymi osadami słodkowodnymi, posłużyło zbocze pagórka, oznaczonego rzędną 203 m przy Malowanej. Zachodni skrawek tego pagórka zbudowany jest z piasków trzeciorzędowych regularnie uławiconych. Od wschodu utwór ten obcięty jest skarpy, do której przylegają, pokrywając ją częściowo, piaski czwartorzędowe ze żwirem, a nawet z soczewami otoczków kredy; niżej, w większej odległości od brzegu, piaski te przechodzą w muły i glinki pylaste (0,6 km ku SE od p. 203).



## OSADY BUŻAŃSKIE I DOPŁYWÓW BUGU W HRUBIESZOWSKIM

Margle słodkowodne występują nie tylko w obrębie niziny na NE od Chełma, ale także i w dolinach i nizinach w stronie SE, np. w odległości 11 i 20 km od miasta. Analogiczne utwory słodkowodne, ale z przewagą napływów deltowych i mad, obserwowano nad Bugiem, np. w Uściługu i aż poza Opalin. W Uściługu obszerną w tym miejscu dolinę Bugu wypełnia less słodkowodny („serii młodszej“) z liczną fauną mięczaków i z wkładkami torfu, a wyżej z licznymi cienkimi przewarstwieniami mchów (fig. 23, warstwa 12). Na NW od Opalina ciągnie się na kilka kilometrów utwór, złożony z cienkich warstewek piasku i glinki, z nielicznymi obtoczonymi ułamkami skorupki mięczaków (miąższość ogólna do 10 m). Jest to więc kompleks jeziorno-rzeczny o znaczeniu regionalnym. Niestety nie wszędzie nad Bugiem da się jasno oddzielić serię młodszą od starszej, gdyż ślady zlodowacenia, moreny, zostały zupełnie usunięte (fig. 24, warstwa 7 i 8; fig. 25, warstwa 8; fig. 27, warstwa a).

Osady tych obszernych rozlewisk transgredują na starych (interglacialnych) madach bużańskich pogrzebanej doliny Bugo-Ryty (zachod. Polesie<sup>1</sup>); następnie zwierciadło zbiornika było podstawą profilu równowagi górnego Bugu. Ten fakt wyjaśnia powstanie wysokiego (czwartego) tarasu akumulatoryjnego bużańskiego, wzniesionego obecnie w Michału pod Kryłowem do 204 m n. p. m, w Gródku i pod Hrubieszowem ok. 201 i 207 m i w Horodle ok. 200 m do wysokości względnej 23 do 27 m nad zwierciadłem dzisiejszych rzek. Podbudową tarasu są typowe piaski rzeczne oraz mady z nosorożcem (Tatarska Góra) z fauną mięczaków, zbliżoną do interglacialnej z Położewa (*Lithoglyphus* cf. *naticoides* w Tatarskiej Górze i fragmenty *Lithoglyphus* w Dubience); pokrywę stanowi less napływowy, a zapewne także i eoliczny.

Cegielnia w „Tatarskiej Górze“ pod Hrubieszowem eksploatuje przewarstwienia w krawędzi tarasowej, wznoszącej się 25 m nad błotniste dno doliny Huczwy (2 km na S od śródnieścia, przy szosie). Pod czarnoziemem (1 m) odsłonięto less bez śladów uwarstwienia (4 m), następnie less niewyraźnie poziomo uławicony (2 m), a wreszcie piasek rzeczny z przewarstwieniami mady ilastej i pylastej. Z tego pokładu, z głębokości 7—14 m poniżej górnego poziomu, autor wydobyl kilkanaście okazów i fragmentów fauny słodkowodnej (np. *Gyraulus*), głównie jednak ślimaków rzecznych *Lithoglyphus naticoides* Pf., oraz jeden nieco obtarty i nadłamany okaz *Theodoxus serratiliiformis* Geyer (forma przewodnia starszego interglacialu niemieckiego — „ławicy paludynowej“). Z tego pokładu (około

<sup>1</sup> W notatkach ogłoszonych w 1933 r. (11,12) wymieniono utwór rzeczny interglacialny, napotkany na znacznym obszarze: Smolary Rogowe, Położewo, Mielniki Chotyślawskie i inne punkty.



194 m) wykopano również część przedniej, silnie zbudowanej kończyny krępego nosorożca; są to zrosnięte kości podramienia (łokciowa i promieniowa)<sup>1</sup>, nieco krótsze niż u *Tichorhinus antiquitatis* Blum., dotychczas opisywanego z naszego czwartorzędu. Utwory rzeczne prawdopodobnie interglacjalne występują też w studni st. kol. Tuczapy — pod moreną, pokrytą lessem w poziomie około 220 m.

#### LESS ŁĄDOWY I LESS ROZLEWISKOWY

Fauna rzeczna z Tatarskiej Góry wskazuje, że nadległy na tarasie less pochodzić może z glacjału, który nastąpił po wielkim interglacjale „paludynowym“.

W przeciwległej krawędzi dolinnej, na N i NW od Hrubieszowa, występuje w poziomie około 196 m wkładka mułu błotnego lessowatego, ciemno-brunatnego, drobno uławiconego. Przy cegielni w Lipcach w lessie słodkowodnym w pobliżu tego próchnicznego przewarstwienia znaleziono 1 mały okaz *Limnaea* sp. W związku z warstwą błotną stoi też ząb trzonowy, znaleziony w dużej cegielni między Hrubieszowem a Dziekanowem; kształtem i wymiarami odpowiada on zębom тура (*Bos primigenius* Boj.). Wyżej spoczywa less, w którym uwarstwienia nie udało się stwierdzić. Less ten zawierał faunę lądową: mały siekacz *Elephas*, ślimaki *Vallonia*, *Succinea*, *Pupillidae*, (w poziomie około 199 m).

Opierając się na profilu lessowym głębokim (26 m) w maj. Chyżowice (211 m, ok. 13 km ku NW od Hrubieszowa) oraz na odsłonięciach w okolicy — można wywnioskować, że less „słodkowodny“, głównie łąkowo-powodziowy, drobno uławicony, zawierający ślimaki słodkowodne (*Sphaerium*), a w innych miejscach lądowe (*Succinea oblonga*, *Vallonia tenuilabris*, *Pupilla*, *Vertigo*), pokrywa w większości przypadków bezpośrednio erozyjną powierzchnię kredy lub cienką warstewkę piaszczystą (z otoczkami narzutniaków).

W poziomach, do których ten z powodu zawodnienia nie dochodzi, less ten zawiera próchnicę rozproszoną w małej ilości, oraz sieczkę roślinną. Wyżej wśród lessów odwodnionych, bardziej typowych, występuje w Chyżowicach jeden poziom lessu próchnicznego, nieco piaszczystego, podesłanego warstwą brunatną, niewyraźnie drobno pręgowaną (203 do 204 m). Na poziomie glebowym leży less typowy, niewyraźnie zawile uławicony, a wreszcie seria kończy się czarnoziemem zdegradowanym (glebą współczesną). Są tu więc dwa lessy młodsze od poziomu narzutniaków, rozdzielone utworem

<sup>1</sup> Posiadacz okazu za staraniem i pośrednictwem autora przekazał kości do Zbiorów Zakładu Anatomii Prawidłowej Zwierząt Domowych U. W. Opis osteologiczny: Krysiak — Folia Morphologica, vol. VIII, 1938, pp. 201—211, pod mianem „nosorożca włochatego z Tatarskiej Góry“.



glebowym; nie można na razie rozstrzygnąć, czy dolny poziom lessu jest w całości namuliskowy, czy też częściowo eoliczny. Less górny byłby w całości eoliczny.

Less spodni (rozlewiskowy) zajmuje bardzo znaczny obszar. W starych dolinach leży na zboczach — co najmniej do wysokości 210 m. W osi dolin less ten przykrywa staro-czwartorzędowe osady rzeczne: w Zadębcach na erozyjnym dnie kredowym w poz. 168 m żwir rzeczny z *Pisidium amnicum* i *Rhinoceros* z grupy *Tichorhinus* — zab trzonowy dolny, znaleziony podczas wiercenia studni w młynie. Pochodzenie zęba z tej studni stwierdza fotografia zęba, zachowana przez młynarza. Dzięki uprzejmości prof. Samsonowicza, który nabył ten okaz, autor mógł porównać go z materiałami zachowanymi w zbiorach warszawskich. Znaleziony w kilku miejscach ślimak *Vallonia tenuilabris* świadczyłby o chłodnym klimacie podczas osadzania się lessu (pod Nieledwią: na SE w lessie nieuwarstwionym, w poziomie 213 m; na W — w lessie drobno uławiconym w poziomie 203 m).

Profil Tatarskiej Góry w połączeniu z przytoczonymi profilami lessowymi wskazuje, że normalne „namadzanie“ interglacjalne zamieniło się w miarę ochłodzenia klimatu w wielkie powodzie i zalewy, które na znacznych obszarach na zboczach doliny i na starszych tarasach osadzały materiał pylasty stosunkowo bardzo jednolity. Poza pojedynczym przewarstwieniem mułowo-próchnicznym żadnych trwalszych kałuż z rozkładającą się materią organiczną nie było; jednakże w lessie poziomio uwarstwionym miejscami występują nieliczne okazy mięczaków słodkowodnych, to znów na równinach, przez część roku porastających roślinnością zielną — rozwijała się fauna lądowa. Less starszy od poziomu narzutniaków występuje w kol. Hostynne (WSW od Hrubieszowa).

#### ROZMYCIE LESSU U CZOŁA ZŁODOWACENIA ŚRODKOWO-POLSKIEGO (VARSOVIEN I = ZŁODOWACENIE SOLAWY)

Starsza seria osadów spiętrzonego rozlewiska dyluwialnego ułatwiła wykreślenie zasięgu następnego po niej zlodowacenia (13), albowiem w niektórych miejscach zachowały się na niej wielkie bloki narzutowe krystaliczne (największy znaleziony ma 8,5 m obwodu). Na przykład w Białopolu (25 km ku SE od Chełma) utwór przybrzeżny jeziorzyska serii starszej z fauną słodkowodną i z fauną lądową zimnego klimatu (*Vallonia tenuilabris*<sup>1</sup>) — leży na starszych otoczakach narzutowych i na abrazyjnej powierzchni kredy, a pod młodszymi blokami narzutowymi, sięga zaś do poziomu 200 m, podobnie

<sup>1</sup> Wydobyto około 20 okazów *Vallonia tenuilabris*, ogromną ilość *Succinea oblonga*, liczne *Vertigo* i *Pupilla muscorum*, 1 egz. *Cochlicopa lubrica*, *Galba*? (mała), *Stagnicola turritella* (mała), *Planorbis* embr. (zapewne *submarginatus*), *Gyraulus*, *Valvata piscinalis*, *Valvata cristata*, oraz około 30 wieczek *Bithynia*.



jak pod Chelmem, gdzie dyluwialne platformy i otoczaki brzegowe sięgają nawet wyżej.

Uzyskujemy szerszą podstawę do zrozumienia przebiegu granicy lessu eolicznego, który w typowym wykształceniu sięga ku północy tylko parę *km* na N od Kraśniczyzna, Wojsławic i Uchań.

Obecna północna granica tego pasa lessowego, biegnąca od Włodzimierza do Krasnegostawu, jest granicą raczej erozyjną, spowodowaną rozmyciem tej miękkiej pokrywy; wiekowo to krótkotrwałe maksymalne spiętrzenie wód abradujących lub meandrujących odpowiada już cyklowi naszej serii młodszej — tj. młodszej od tego zlodowacenia, które nastąpiło po „wielkim“ bużańskim interglacjale Smolar Rogowych; interglacjał ten zaś na podstawie występowania w nim w Smolarach Rogowych jednocześnie otoczków północnych narzutowych i znalezionych oraz oznaczonych przez autora w 1930/31 r. mięczaków przewodnich (*Lithoglyphus pyramidatus*, *Pisidium astaroides*) można sparalelizować z berlińską „ławicą paludynową“, czyli „starszyn“ interglacjalem geologów pruskich, a na podstawie występowania *Corbicula fluminalis* z wielu innymi utworami staro-czwartorzędowymi.

W obecności mgr Wł. Karaszewskiego autor w r. 1942 wyróżnił formę *Lithoglyphus pyramidatus* w takichże osadach doliny Wieprza we wsi Syrniki pod Lubartowem; jeziorne osady interglacjalne są tam nakryte dość grubą serią młodszą (związaną z topnieniem lodowca?).

#### ZARYS PRZEKROJU STRATYGRAFICZNEGO I MORFOLOGICZNEGO ŚRODKOWEGO POBUŻA

Do niniejszego artykułu dołączono schematyczny przekrój starych napływów, osadzonych przez Bug lub przez rzeki i zbiorniki, które z systemem Bugu były połączone. Napływy wypełniają preglacjalny systemat dolinowy na odcinku między okolicą Hrubieszowa a Brześciem (długość w prostej linii około 144 *km*). Na płaszczyznę przekroju (fig. 25) rzutowano niektóre sąsiednie tarasy i wzgórza, między nimi są tarasy pogrzebane oraz szczątki wysokich równin akumulacyjnych.

Figura 24 (str. 321) przedstawia profil poprzeczny asymetrycznego odcinka tegoż preglacjalnego systematu dolinowego, wraz z wypełniającymi dolinę staro-plejstoczeńskimi osadami interglacjalnymi Smolar Rogowych, i madami Zbereża z okresu zbliżania się zlodowacenia następnego (fig. 26) i z deltą bużańską w rozlewisku dyluwialnym w Zabuzu. Typowych moren na tym przekroju brak.

Ponieważ profile wiertnicze pochodzą z obszarów dolinowych, gdzie działała erozja, przeto tak górna, jak i dolna morena nie jest w nich reprezentowana. Jednak w Mielnikach pod Małorytą w stropie starej serii interglacjalnej występują glaziki krystaliczne i nieobtoczone odłamki krzemieni



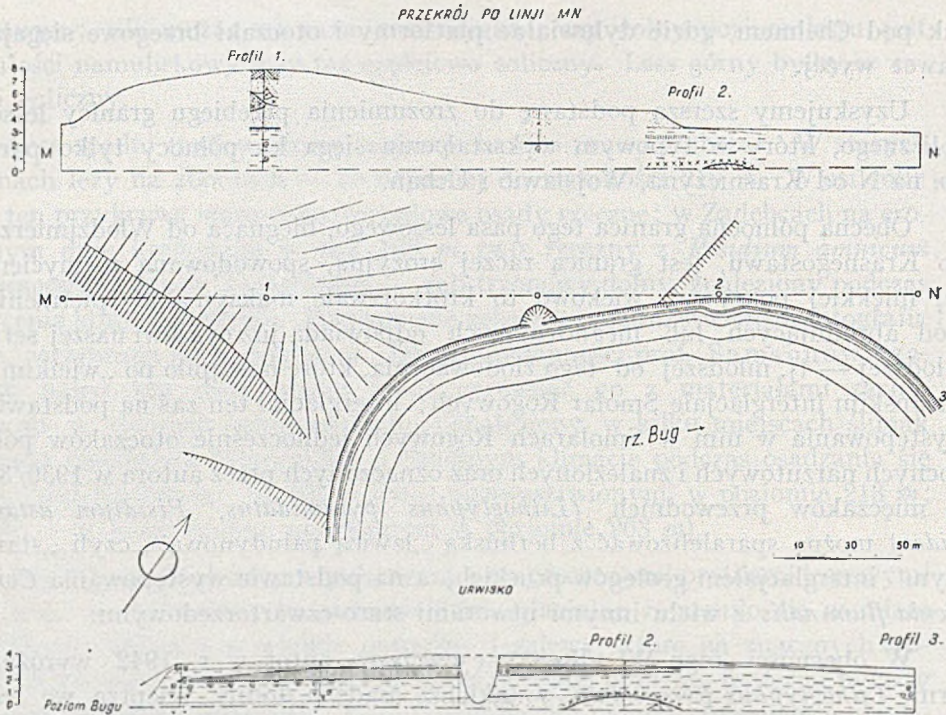


Fig. 26

Budowa brzegu rzeki Bugu w miejscu podanym przez Gagela jako interglacjał we wsi Zbereże (arkusz mapy starego wydania niemieckiego w układzie rosyjskim XXVI — 15 — D) Pośrodku rysunku szkic sytuacyjny, u góry profil po linii M — N, u dołu profil odsłonięty w brzegu rzeki.

(Profile i objaśnienia p. str. 339—340)

kredowych z kruchą korą; te glaziki nie podlegały długotrwałemu działaniu wód; można je uważać za residuum moreny młodszej od interglacjału; pozwala to wyodrębnić nadległe warstwy, jako serię młodszą, czyli płaszczową, o miąższości ponad 10 m.

Seria młodszą, jak i stara seria interglacjałna, zawiera próchnicę i włókna roślinne, natomiast materiału krystalicznego jest w niej bardzo mało; są to drobne ogładzone ziarenka o budowie granitowej; trudno je nawet wyszukać. Seria zaś interglacjałna odznacza się na ogół dość dużą zawartością składników lokalnych (m. in. glaukonitu) w górnych warstwach, a obtoczonego materiału północnego w dolnych warstwach.

W objaśnieniach do profilu wyszczególniono gatunki przewodnie, znalezione przez autora głównie podczas pobierania próbek z wierceń w roku 1930. Dalsze zbiory pochodzą z lat 1934—1933. Ważniejsze wyniki ogłoszono w formie krótkich wiadomości w 1931 i 1933 r. (11, 12, 14).



## PRZYCZYNKI DO STRATYGRAFII UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH BRZEŚCIA

W Brześciu głębokie doliny preglacjalne są wypełnione głównie osadami wodnymi, mianowicie: jedną serią preglacjalną i jedną serią staro-plejstoczeńską. Na tak zrównanej rzeźbie spoczywają strzępy dość typowej moreny, z której wydobyto m. in. głaziki granitu o średnicy 7 i 14 *cm* (studnia nr 1 na b. kolonii Narutowicza, poziom od 110 do 115 *m*, i studnia nr 3 z roku 1934 w parku nad Muchawcem, poziom 120 *m*). Na tej morenie (albo wprost na łożach pliocenских, z których zbudowane są brzegi dolin preglacjalnych) — leży druga seria osadów wodnych plejstoczeńskich.

Miejscami w tej stropowej części występuje poprzerwana warstwa piasku z głazikami, a nawet żwiru, który stanowi poziom odrębny (1—2 *m*).

Obie serie plejstoczeńskie w Brześciu ubożają ku górze w materiał krystaliczny. Szczególnie seria druga składa się w górnej części niemal wyłącznie z drobnego piasku, lessowatego pyłu kwarcowego lub mułku marglistego, z zawartością glaukonitu, fauny morskiej na wtórnym złożu, a także otczaków białawego wapienia. Miejscami zawiera próchnicę lub drobną sieczkę roślinną. W tych okolicznościach pojawienie się materiału krystalicznego w stropie może świadczyć co najmniej o bliskim sąsiedztwie lodowca (trzęcie zlodowacenie?).

Seria dolna, staro-plejstoczeńska, zawiera w Brześciu w całej swej masie drobne ziarna o budowie granitu, a w dolnych poziomach miejscami żwir z materiału północnego. Prócz tego w studni nr 3 w Parku Wolności znaleziono (w poziomach od 101 do 104 *m* nad NN): wkłady próchnicy, kawaleczki łyka i drewna, kosteczki małego ssaka, skorupkę ślimaka *Succinea* (z grupy *putris* lub *pfeifferi*), jak również mięczaki słodkowodne: *Planorbidae* (fragm.), mała *Valvata piscinalis*, wieczka *Bithynia*, *Sphaerium* (fragm.), oraz *Pisidia* drobne, jedno może *amnicum*? W tym samym poziomie na Przedmieściu Grajewskim znaleziono w piasku czwartorzędowym 1 okaz *Succinea oblonga* (studnia z 1934 r.).

Skład serii staro-plejstoczeńskiej Brześcia wskazuje, że jest to utwór prawdopodobnie interglacjalny, utworzony z materiału rozmytych starszych moren, które w tym miejscu nie zachowały się; jednak znalezione szczątki nie dostarczyły wyraźnych wskazówek co do klimatu, który panował w tym okresie.

## LICZBA NASUNIĘĆ LODU NA POŁUDNIE OD BRZEŚCIA

Można wyrazić przypuszczenie, że dorzecze Bugu na południe od Brześcia pokryte było lodem co najmniej dwukrotnie, ale zbadane profile nie dają dostatecznych wskazówek, czy nasunięć tych było więcej. Ślady co najmniej dwóch zlodowaceń dadzą się odnaleźć, jak wiadomo, jeszcze wokolicy Chelma;



Gagel, Rühle i inni wyrażali zdanie, że ślady ich zachowały się także na S od górnej Prypeci. Wyżej opisany profil z okolic stacji kol. Zawadówka może być zinterpretowany tak, że były tam wpływy co najmniej dwóch odrębnych nasunięć lodu, podobnie zresztą, jak i przy st. kol. Tuczapy.

W żadnym ze zbadanych dotychczas profili nie ma dwóch dobrze zachowanych moren na jednej linii pionowej.

#### ŚWIEŻE I STARSZE ALUWIA DNA DOLINY BUGU

Figura 27 przedstawia przekrój tarasu aluwialnego i brzegu doliny we wsi Zabużu, tak, jak się go widzi w miejscu, gdzie Bug podmywa brzeg.

Rysunek ten dowodzi, że stare brzegi dolinne, które miejscami wznoszą się zdala od Bugu, nie są właściwie same pierwotnymi podcięciami, wytworzonymi przez prąd wody. Podcięcie takie, wyrażone na rysunku linią AB, przysłonięte jest pokładem aluwium, a stromy brzeg, który dziś tam widzimy, jest starym usypiskiem nadrzecz-  
nym.

Brzeg dolinny jest w Zabużu pokładem przekładańca, złożonego z cienkich warstewek piasku i glinki pylastej (*a*). Literą (*b*) oznaczono na rysunku osuwisko, które tworzyło się wskutek podmycia brzegu przez prąd wody. Osuwisko to przedłużało się pod poziom zwierciadła ówczesnej rzeki w postaci napływu *c*, który składa się z tego samego materiału, co i osuwisko; tworzył się on wtedy, gdy napór wody na brzeg osłabił już, to znaczy, gdy główne uderzenie przeniosło się dalej. Rzeka na wewnętrznym łuku zakola osadzała ławicę piaszczystą *d*; uwarstwienie tej ławicy jest skutkiem zmian w przepływie. Przeważ-

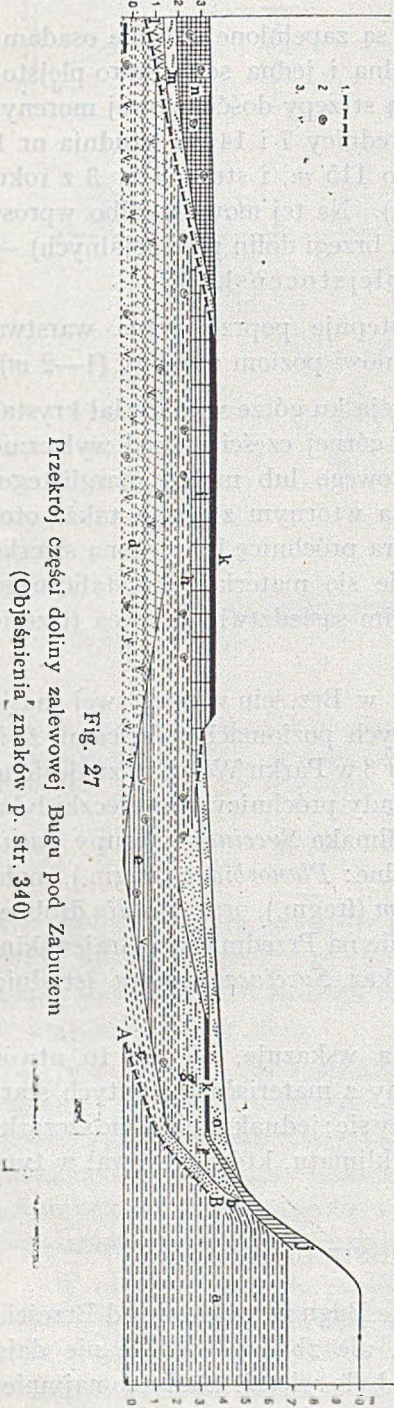


Fig. 27

Przekrój części doliny zalewowej Bugu pod Zabużem  
(Objaśnienia znaków p. str. 340)



w niej uławicenie skośne. Piasek jest tam dość drobny, dobrze odsortowany, dość dobrze obtoczony; składa się w większej części z kwarcu. Zawiera sporo siewki roślinnej, a także trochę skorupki mięczaków. W piasku tym tkwiła w poziomie wody spora kłoda szerniała; przyniosła ją tu rzeka w epoce osadzania tej ławicy.

Gdy główny nurt rzeki skierował się już w inną stronę, omijając nasz przekrój, zaczęło się natychmiast wypełniać jego dawne łożysko. Oto w rowie, który biegł między ławicą piasku rzecznoego a brzegiem doliny, osadza się w dość spokojnej, wolno płynącej wodzie na zmianę to bardzo drobny piasek, to znów mułki (*e*); te wahania kalibru ziarn wypływały oczywiście ze zmian prędkości przepływu. Spokojny bieg stworzył tu dobre warunki dla życia mięczaków i osadzania tak ich skorupki, jak i szczątków roślinnych, których się tu sporo zachowało.

Wyżej spoczywają już osady powodziowe. Z początku jest to utwór przejściowy między bardzo drobnym piaskiem, a mułkiem, dość słabo zlepiony (*g*). Przy brzegu doliny pokład taki przedłuża się aż do powierzchni tarasu, ale w pewnej odległości od tego brzegu zastępuje go u góry odmiana facjalna bardziej gliniasta, której pokład oznaczony jest na rysunku literą *i*. Wody powodzi podmywały w dalszym ciągu brzeg, choć słabo, to też przy samym brzegu osad ich (*f*) zawiera sporo grubszego piasku.

Nastąpił wreszcie czas, w którym powódzie zaczęły omijać nasz taras wówczas wytworzyła się gleba *k*, stok zaś brzegowy pokrył się usypiskiem *i*, zawierającym dużo próchnicy glebowej.

Zdawałoby się, że budowa tarasu jest już zakończona; ale oto nadchodzi chwila, iż Bug znów atakuje te strony. Musi to być jakieś gwałtowne przerwanie się wód. Wytworzone w tym czasie zagłębienie powinno by wypełnić się w ten sam sposób, jak dawne koryto, lecz w rzeczywistości widzimy w nim zgoła inne osady. Oto w owym zagłębieniu, które stało się wkrótce łacją, zaczęło się gromadzić najpierw mnóstwo siewki roślinnej z wkładkami piasku rzecznoego (*l*), następnie błoto piaszczyste — muł mineralno-próchnicowy z piaskiem (*m*), wreszcie sam muł błotnisty, czarniawy, zawierający liczne szczątki grubej fauny ślimaków. Jest to osad kałuży (*n*).

Blisko brzegu dolinnoego wytworzyło się także zagłębienie erozyjne, jednak było ono bardzo płytkie. Jest możliwe, że do jego powstania przyczynił się człowiek, gdyż istniała tu prawdopodobnie droga jezdną. Zagłębienie to częściowo wypełniło się współczesnym nasypem (*o*), wyrównanym przez strumyczki wód deszczowych, spływających z góry. Nasyp ten zawiera różne odpadki śmietniskowe (skorupy, kości świńskie itp.), świadczące że Bug poprzednio płynął zdaleka od brzegu doliny, na którym stoi Zabuze, a dopiero obecnie zmusza w tym miejscu człowieka do stopniowego wycofywania się z doliny; wg mapy rosyjskiej Bug płynął tu dość daleko od krawędzi, którą dziś podmywa; obecnie naciął krawędź, odsłaniając przekrój pokładu, stanowiącego podłoże glebowe ornej równiny Pobuża.



Od tarasu praskiego doliny Wisły stare części dna doliny Bugu różnią się nie tylko większą zawartością materiału lessowego w madach, lecz przede wszystkim zachowaniem obfitszej fauny mięczaków i częstszym występowaniem szczątków roślinnych. W dolinie Bugu wysokość względna części niezalewanej wynosi około 3,5 m, jest więc nieco mniejsza niż np. w dolinie Wisły między Warszawą a Modlinem; odpowiada to mniejszej amplitudzie maksymalnych wezbrań Bugu w stosunku do wezbrań Wisły.

Jak widać, słuszną podstawą wydzielenia tarasów zalewowych jest kryterium gleboznawcze — mianowicie stwierdzenie braku zróżnicowania poziomów glebowych w profilu aluwiów. Wobec zbyt małych różnic wysokości kryteria geomorfologiczne przy wydzieleniu najmłodszych osadów zawodzą. Stare osady odróżnić możemy po tym, iż odbyło się w nich już przemieszczenie węglanów i akumulacja próchnicy. W najstarszych daje się zauważyć również przemieszczenie żelaza, etc. (zbielicowanie).

#### LITERATURA

1. Gagel C., Korn. Der Geschiebeinhalt des wolhynischen Diluviums. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., LXX. 1918.
2. Gagel C. Geologische Beobachtungen aus Wolhynien. Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt. LXII. 1922.
3. Kowalewski K. O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. P.I.G. Pos. Nauk. 1924. str. 12—14.
4. Krisztafowicz N. Kratkij otczot ob izsledowanijach mielowych otłożenij w lublinskoj i radomskoj gubernii Mat. dla geolog. Rossii, XVIII. 1896. str. 161—170.
5. Krisztafowicz N. Litologiczeskij charakter, fauna i wozrast mielowych otłożenij. Ibid. 1898.
6. Lewiński J. Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chelma. Kosmos, ser. A, t. 51, str. 299—307.
7. Michalski A. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych przy budowie dróg żelaznych brzesko-chelmskiej i siedlecko-małkińskiej. Pam. Fizjogr., VIII. 1888, str. 151—163.
8. Michalski A. Otczot o geologiczeskich izsledownijach pri postrojkie Bresto-Chelmskoj i Siedlec-Malkinskoj żeleznych dorog. Izwestia Geolog. Komiteta t. XIII. 1889, str. 151—163.
9. Michalski A. Priedwaritelnyj otczot po geologiczeskim izsledowanijam 1891 g. Izwestia Geolog. Komiteta, t. XI. 1893.
10. Pożaryski W. Stratygrafia senonu w przelomie Wisły między Rachowem i Puławami P.I.G. Biuletyn 6. Warszawa, 1938.
11. Prószyński M. Szkice geologii miasta Brześcia nad Bugiem. Postępy prac przy melioracji Polesia. Brześć, 1933.







Fig. 24

1. Biała miękka kreda senońska.
2. Chuda glina pelitowa, zawierająca nieco piasku kwarcowego i nieco białej miki (starszy trzeciorzęd lub najwyższa kreda).
3. Piasek, zawierający nieco obtoczonego żwiru kwarcowego i ciemne zlepki piaskowe-słabo fosforytowe (trzeciorzęd).
4. Piasek przeważnie kwarcowy, zawierający zlepki piaskowe fosforytowe w formie otoczków, obtoczone szczątki fauny kredowej, oraz przypuszczalnie paleogeńskiej, wreszcie nieobtoczone szczątki mięczaków słodkowodnych i prawdopodobnie lądowych: piasek ten nie zawiera elementów, pochodzących ze skał krystalicznych z wyjątkiem kwarcu trzeciorzędowego, którego przynależności do takiej lub innej skały pierwotnej nie da się ustalić.
5. Poziom gładzików dyluwialnych; jest to jakby warstewka bruku.
6. Piasek z gładzikami i okrucami skał krystalicznych, złożony jednak przeważnie z materiału lokalnego, zawierający skorupki mięczaków przeważnie słodkowodnych m. in. *Corbicula fluminalis*, *Lithoglyphus pyramidatus*, *Pisidium astaroides* („starszy interglacjał niemiecki“).
7. Utwory pelitowe nieco margliste, nieco próchnicowe, zawierające skorupki mięczaków słodkowodnych i lądowych.
8. Utwory pelitowe nieco margliste, zawierające tylko nieliczne drobne obtoczone ułamki skorupki, prawdopodobnie mięczaków słodkowodnych (schylek interglacjału); utwory te przeławicają się z piaskiem kwarcowym.
9. Piaski uwarstwione, nierzadko mulkowate lub zawierające wkładki i periodyczne prze-warstwienia pyłu ilastego i marglistego (wg Tutkowskiego sandry, wg Wołosowicza utwór zastoiskowy, L<sub>4</sub>, osadzony przez ciepłe wody, płynące z południa).
10. Morena, złożona z materiału lokalnego i z północnego.
11. Aluwia Bugu.

Fig. 25

1. Kreda biała, ścięta erozyjnie (tarasy).
2. Glina z krzemieniami lub il na kredzie białej.
3. Osady morskie, zawierające glaukonit.
4. Piaski i muły lignitowe.
5. Iły i margle późno-trzeciorzędowe (pliocen?) W Brześciu *Pisidium* cf. *clessini* Neumayr etc.
6. Piaski i muły przedlodowcowe z fauną lądową i rzeczną, oraz na wtórnym złożu morską (miocenną i kredową); w lasach szackich także margle jeziorne. W kol. Zadębcze niedźwiedź preglacjałny *Ursus etruscus* f. *progressiva*.
7. Hipotetyczne nawiązanie między marglami i piaskami preglacjałnymi a ilami i marglami pliocenu (?), na podstawie hipsometrii (jedna z możliwych interpretacji).
8. Czwartorzęd starszy: strop serii starszej — taras akumulacyjny kopalny, miejscami powierzchnia erozyjno-abrazyjna wcięta w taras akumulacyjny.
9. Szczątki morenowe.
10. Wierzch serii młodszej.
11. Dzisiejszy taras zalewowy Bugu, rzutowany na profil częściowo z dużej odległości.
12. *Elephas* sp. i fauna lessowa.
13. *Rhinoceros* sp. (z grupy *Tickorhinus*).
14. *Bos primigenius*.



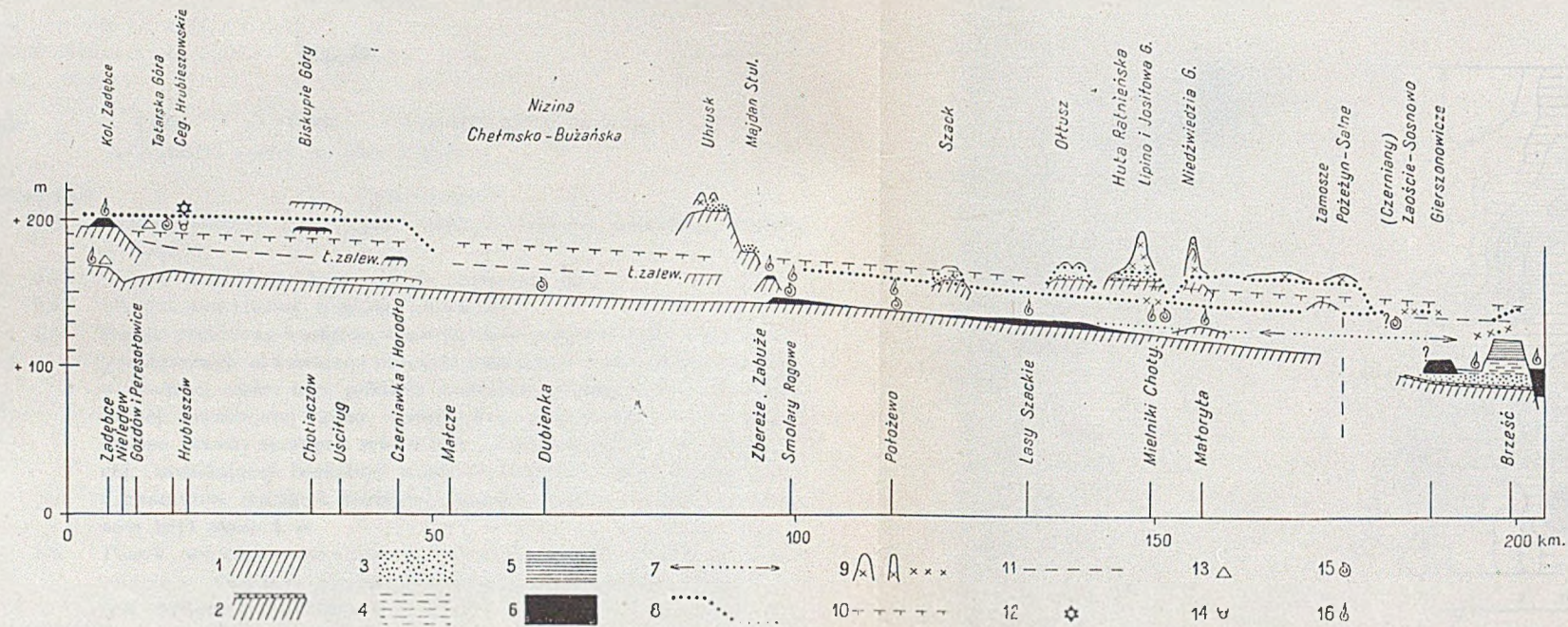


Fig. 25

Schemat powierzchni erozyjnych i akumulacyjnych w części dorzecza Bugu od Hrubieszowa przez Małorytę do Brześcia  
(Objaśnienia znaków p. str. 338 — 339)



15. Fauna przewodnia mięczaków rzecznych z *Lithoglyphus* itd. (starszy interglacjał), z otoczkami krystalicznymi. Smolary Rogowe: zachowany ze skórką *Lith. pyramidatus*, *Valvata naticina*, *Pisidium* cf. *astartoides*, *Corbicula fluminalis*; Położewo: *Lith. naticoides*, *Valv. naticina*, *Pis. astartoides*, *Sphaerium rivicola*; Mielniki: *Lithoglyphus* (fragm.), *Sph. solidum* (ozn. dr. J. Polański), *Pis.* cf. *astartoides* II; Hrubieszów — Tatarska Góra: *Lith. naticoides*, *Theodoxus serratiliformis*; Dubienka: *Lithoglyphus* (fragm.)? *Corbicula* (fragm.)?
16. Inne mięczaki czwartorzędowe „serii starszej.”

Fig. 26

## PROFIL 1.

Położenie + 1,540 — 77,970 Wysokość 167 m n. p. m.  
Zwierciadło wodne na głęb. 7,8 m.

Głębokość	Miąższość	Opis warstw
0,0—0,5	0,5	Nasyp sztuczny, zawierający węgielki i świeżą ceramikę, z glebą w spodzie.
0,5—1,0	0,5	Piasek, w którym uławicenie nie zachowało się.
1,0—1,5	0,5	Piasek, niewyraźnie poziomo uławicony.
1,5—3,0	1,5	Piasek, uławicony wyraźnie, w górnej części poziomo, niżej „festonowo” (przybrzeżny), zawierający otoczaki kwarcytów i skal krystalicznych; w spodniej części tego pokładu znaleziono wielką nieforemną bryłę chudej piaszczystej gliny, niewyraźnie uwarstwionej, zawierającej drobne ułamki skorupek mięczaków, oraz bryły gliny nieuwarstwionej, zawierającej bezładnie rozrzucone glaziki skal krystalicznych i kwarcytów (szczętek rozmytej moreny, na pół „lokalnej”); średnica brył około 1 m.
3,0—4,5	1,5	Piasek obtoczony, niewyraźnie uwarstwiony, mulisty, szarawy, zawierający wtrącenia piasku błotnistego (z próchnicą): pokład ten jest zaburzony, a miejscami brak go.
4,5—7,7	3,2	Drobnoziarnisty osad słodkowodny: z wierzchu margiel, niżej mul torfiasty (gytia), a w spodzie mulista i marglista glina pelitowa (zbliżona do mady); w pokładzie tym znaleziono skorupki mieszkańców małego jeziora ( <i>Valvata antiqua</i> embr., <i>V. cristata</i> , wieczka <i>Bithynia tentaculata</i> , ułamki drobnych <i>Pisidium</i> ) i kawałki storfiatego drewna.
7,7—7,8	?	Piasek kwarcowy obtoczony, mulisty.

## PROFIL 2.

Położenie + 1,650 — 77,920 Wysokość 163 m n. p. m.

Głębokość	Miąższość	Opis warstw
0,0—0,5	0,5	Piasek.
0,5—3,0	2,5	Glina pelitowa nieco marglista zbliżona do mady, z wkładką ilu w górnym poziomie, miejscami zawierająca (wg Gagela i Schmierera) skorupki kilkunastu gatunków ślimaków lądowych, lubiących wilgoć, i kilkunastu gatunków mięczaków słodkowodnych; glina w najniższym poziomie przechodzi w mulisty piasek, miejscami zawierający storfiąłą sieczkę roślinną. Na głęb. 3 m poziom glazików narzutowych w formie cienkiego bruku (residuum rozmytej moreny)?



3,0—3,5	0,5	Muł piaszczysty i pelitowy z wkładkami piasku kwarcowego, zawierający ślady roślin wodnych(?).
3,5—4,0		Garbik białej kredy.

## PROFIL 3.

Polożenie

+ 1,750 — 77,920 Wysokość 162,5 m n. p. m.  
Zwierciadło wodne na głębokości 3,5 m.

Głębokość	Mięższość	Opis warstw
0,0—0,5	0,5	Piasek drobny mulisty z próchnicą (świeże aluwium powodziowe).
0,5—3,0	2,5	Gлина pelitowa (mada zbita), zawierająca skorupki ślimaków lądowych ( <i>Euconulus trochiformis</i> , <i>Fruticicola hispida</i> , <i>Succ. oblonga</i> , <i>Succ. pfeifferi</i> , <i>Vallonia pulchella</i> , <i>Vall. tenuilabris</i> — plejstocen, <i>Cochlicopa lubrica</i> ), oraz mięczaków słodkowodnych ( <i>Radix lagotis</i> , <i>Stagnicola palustris</i> - „ <i>diluviana</i> “?, <i>Galba truncatula</i> , <i>Coretus corneus</i> , <i>Planorbis planorbis</i> , <i>Paraspira septemgyrata</i> , <i>Gyraulus graedleri</i> ? <i>Bathyomphalus contortus</i> , <i>Aplexa hypnorum</i> , <i>Valvata pulchella</i> , <i>Sphaerium rivicolium</i> , <i>Sph. corneum</i> , <i>Pisidium amnicum</i> ).

Fig. 27

- a — Utwór deltowy równiny poleskiej.
- 1 — Brzegi erozyjne rzeki (kontakt osadów równiny poleskiej i doliny współczesnej Bugu — oznaczony A-B).
- k — Gleba wykształcona na starych madach pyłowych doliny Bugu, nie zalewanych już przez powódzie, podścielonych piaskami z fauną aluwialną.
- n — Namuły powodziowe współczesne.
- d — Piaszki stare koryta Bugu.
- 2 — Szczątki mięczaków (formy współczesne).
- 3 — Szczątki roślin.

Przekrój powyższy wskazuje, że na dnie doliny Bugu obok aluwiów świeżych zachowały się na tym samym poziomie hipsometrycznym aluwia znacznie starsze, być może starsze od holocenu, wyróżniające się wykształconym profilem glebowym.



Автор пытается точно определить различные типы аккумуляции (интрузивной, эрозионной, седиментационной) и их взаимное влияние. С целью выяснения происхождения Хэлма и его влияния на развитие эрозионных форм рельефа автор рассматривает геологическое строение долины и окрестностей Хэлма, а также влияние на развитие эрозионных форм рельефа флювиальных процессов. Автор рассматривает также влияние на развитие эрозионных форм рельефа флювиальных процессов. Автор рассматривает также влияние на развитие эрозионных форм рельефа флювиальных процессов.

Марк ПРУШИНСКИЙ

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В БАСЕЙНЕ РЕКИ БУГА

(с 5 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

В окрестностях Хэлма и над средним течением Буга в меловых и третичных породах можно отличить следы 2 эрозионных циклов, покрытых четвертичными образованиями, стратиграфию которых автор рассматривает подробно, констатируя доказательства двух ледниковых надвигов разделяющихся интергляциалом.

### МЕЛ

Рассматриваемая окрестность находится в переходной полосе между двумя различными районами: меловой возвышенностью на юге и равниной аккумуляции четвертичного периода на севере.

Из прежнего третичного покрова осталось несколько остатков на плоскогорьях на запад и северо-запад от Хэлма. В структурных углублениях между ними, вероятно уже под конец мелового периода и в третичном периоде врезались в мел на глубину 60 м долины направленные с западного северо-запада на восточный юго-восток и с южного юго-запада на северный северо-восток<sup>1</sup>. На юг от Хэлма меловый участок представляется как полоса холмиков и широких занесенных илом долин. Эрозия достигала там мела на глубине около 75 м.

В более высоких холмах окрестностей Хэлма сохранился меловой горизонт со значительным содержанием кремнезема, происходящего из губок; можно наблюдать отпечатки их и многочисленные иглы. Местами эта порода мела, называемого опокой, тверда и поэтому употребляется иногда как строительный материал. В некоторых местах на поверхности плоскогорья спикулевый мел, вследствие действия почвенных вод, превратился в легкий безизвестковый кремнеземный скелет.

<sup>1</sup> Например от железнодорожной станции Завадувка к Хэлму.



Из под спилулевого маломощного мела в восточном направлении появляется пишущий мел с содержанием около 90%  $\text{CaCO}_3$ , эксплуатируемый под Хэлмом главным образом на цемент (как примесь к мелу из Рейовца, который содержит слишком много аморфного кремнезема).

Под покровом пишущего мела хэлмские колодцы достигают поверхности мела с легким сероватым оттенком с более мягкими или твердыми прослойками. До глубины по меньшей мере 100 м белый мел не обнаруживает отчетливых фациальных изменений. Мягкая разновидность не сцементирована, чрезвычайно мелкозернистая, под давлением во влажном виде — мажется, следовательно вообще она водонепроницаемая.

Город черпает воду главным образом из многочисленных трещин, которые появляются в особенности в более твердых прослойках близких по качеству к пишущему мелу. Только два колодца повидимому пробили белый мел, подошва которой достигает тут глубины ниже уровня моря.

По заметкам опубликованным в 1902 и 1905 г., целая мощность мела должна превышать 300 м.

На поверхности мела в окрестностях Хэлма были найдены на абсолютной высоте: + 155 м (Городло), + 196 м (Задэмбце) и + 210 м (Дзевича Гура) хорошо сохранившиеся экземпляры *Belemnitella lanceolata* Schloth. В виде этого следует зачислить верхние горизонты этого мела к маастрихту (или пограничным слоям между верхним кампаном и маастрихтом), основываясь на стратиграфии мела на реке Висле, разработанной Вл. Пожарыским (10). Они должны представлять восточную границу распространения маастрихта люблинских возвышенностей.

В новом районе города Хэлма, вдоль оси мелового хребта и вдоль северного его склона пробегает полосы вертикальных или круто склоненных диаклазов. Обнажены также трещины имеющие вид сбросов; между пучками вертикальных щелей мел имеет горизонтальные трещины и распадается на плитки. Вертикальные трещины идут в направлении с запада на восток и из северо-запада на юго-восток. Потресканный мел бывает непосредственно покрыт черноватой почвой богатой перегноем и  $\text{CaCO}_3$ . В других местах, вероятно менее потресканных, был замечен на поверхности мела сперва тонкий слой желтой резидуальной глины, происходящей из выветривания мела, а лишь только на глине перегнойный горизонт, очевидно безизвестковый. Декальцификация верхних слоев мела происходит также под покровом четвертичных отложений, вызывая неравномерное оседание последних; это выражается в характерном микро-рельефе, например в северо-западных пригородах Хэлма (неправильные углубления).



Автор пытается точно определить названия литологических видов белого мела. Он предлагает определять названием мягкой мел все седиментационные разновидности мела, высушенные образцы которых после быстрого погружения их в воду расплываются или рассыпаются на мелкие комки, а после размешивания дают небольшое количество осадка более крупных фракций и незначительное количество частей нерастворимых в соляной кислоте. В сухом виде они крошатся так легко, что для писания не пригодны. Этот пишущий мел, чрезвычайно слабо сцементированный; во влажном состоянии он теряет плотность и становится пластичным даже при незначительном давлении. В большинстве случаев такая пластичность мела — вторичное явление, вызванное внешними причинами.

Меловой мергель отличается от мягкого мела большим содержанием коллоидальных элементов, нерастворимых в соляной кислоте. Черта сделанная на сухом образце, блестит. В окрестностях Хэлма такие мергели, кроме углекислого кальция, содержат главным образом аморфный кремнезем в количестве превышающим 20%.

Сцементированный мергель называется опокой.

Мягкий мел менее проницаем для воды, так как трещины не сохраняются в нем так как в пишущем меле или в опоке. Он легко растворяется и воды, просачивающиеся с поверхности, создают особенный рельеф, составленный из продолговатых мелких углублений, занятых влажными пастбищами; углубления эти идут по направлению общего наклона местности. На пространствах, верхний слой которых составляет опоку, денудация поступает медленнее. Пространства эти отмечаются как плоскогорья.

Автор объясняет эти перемены литологического характера, возникающие в профиле верхне-сенонского мела окрестностей Хэлма, изменениями условий седиментации, а именно регрессией известной в более высоких горизонтах маастрихта.

В более глубоких слоях мела над Бугом в некоторых местах наблюдаем мелкие фосфоритные конкреции и синеватую окраску меловых пород, вероятно это следы усиленной циркуляции при морском дне. Обнаружено здесь также тонкую песчаную прослойку. Напротив, мягкий пластический мел с небольшим содержанием темного коллоидального вещества и мелкие конкреции железистого колчедана — это, по всей вероятности, следы временного ослабления водной циркуляции.

Северо-восточная граница люблинского маастрихта несколько переходит линию Буга. Начиная с Влодавы по течению Буга в нескольких местах пробурено верхние пласты белого мела, содержащего кремни. В 40 км на восток от Буга, в окрестности Малорыты, на поверхности появляется сходный мел с кремнями. Также ниже Бреста, в Мельнике на Буге и в Корнице под Константиновом кремни изредка показываются на



поверхности верхнесенонского мела. Можно предположить, что это признак появления под третичными обломками все более и более снижающимися к востоку и северу сенонских пластов. Одновременно в этом направлении т. е. к северо-востоку уменьшается мощность белого мела.

Верхняя поверхность белого мела снижается очень неравномерно по течению Буга. Такое же снижение замечено в пределах локально выделенных прослоек в самом меле. Наблюдения эти оправдывают предположения, что между Хэлмом и Влодавкой пробегают флексуры западно-восточного направления. На другой стороне Буга это тектоническое направление отклоняется к северо-востоку определяя уже в предледниковой эпохе верхнее течение Припяти.

Третичные морские осадки в окрестностях Бреста лежат значительно ниже, на размытой поверхности мела. Отсутствуют там самые высокие горизонты мела. Это понижение, частично заполненное пресноводными младшими третичными осадками, ограниченное с юга возвышенностью поверхности белого мела в окрестности Малорыты и Велькорыты, составляющей водораздел между долиной Буга и обширной низменностью к югу от Кобрыня.

Более высокая полоса идущая поперек долины Буга в окрестности Мельника, соответствует возвышенности поверхности мела, изрезанной эрозией еще в доледниковом периоде и может быть акцентирована в некоторых местах вследствие динамической деятельности льдов. В Мельнике сохранились переходные прослойки между белым мелом содержащим *Belemnitella mucronata* cf. *senior*, *Belemnitella lanceolata*, кремни и мелкие фосфориты — и глинистыми осадками самого высокого сенона. Трансгрессивно лежат на нем глауконитовые пески.

Между белым мелом окрестности Хэлма и лежащими на нем отложениями находится перерыв, обозначенный размывом. Например в углублении поверхности белого мела вблизи станции Завадувка появляется пелит (с цементом, в настоящее время — кремнистым), а также зеленый песчаный мергель (в большинстве декальцифированный и кремнистый) переполненный большими зернами глауконита и содержащий обломки и мелкие гальки мела. В обломке этой породы, происходящим из Хэлма найдено изломанный и облепленный глауконитом, но неокатанный один образец меловой *Belemnitella*. Кроме того в этом горизонте появляются мелкие зубы рыб, фораминиферы, кораллы, губки, отпечатки игол морских ежей (*Cidaris*), отпечатки червей (*Serpula?*), плеченогих (например *Rhynchonella*), брюхоногих, пластинчатожаберных (*Pecten*, а также *Nucula truncata* Nils. известные из маастрихта над Вислой).

Рассматриваемая свита сохранилась только в виде небольшого остатка на склоне белого мела на абсолютной высоте + 232 м и в отдельных глыбах в Хэлме на высоте + 226 м. Она обнаруживает большую



аналогию с некоторыми песчаными верхне меловыми горизонтами над Вислой (Бохотница) и верхне меловыми над Бугом (Влодава). Эту зеленую породу из окрестностей Хэлма причислено уже то к верхнему мелу, то к олигоцену. Первое предположение правильное.

Выветрившаяся порода пелитовых и мергелевых отложений маастрихта сохранилась также над белым мелом на склоне долины Буга в Мельнике (вниз от Бреста). Найдены там фораминиферы и отпечатки моллюсков.

### ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Разрез третичных пластов в окрестностях Хэлма бывает следующий: в обширном углублении поверхности мела к северу от Хэлма на Дзевичей Гуре, на уровне + 213 м лежит вплотную на сенонском меле пласт черновато-бурой глины (мощности около 4 м) с тонкими включениями кварцево-глауконитового песка. На глинах лежат кварцево-глауконитовые пески (мощностью 6 м). Подобные пески причисляли в этих окрестностях к нижнему олигоцену или к миоцену, последнее кажется вернее. Они непосредственно покрыты обще известным сарматским отложением, состоящим из кварцевых песков и с прослоек кремнистого песчаника (первоначально известного) с пустотами по раковинах<sup>1</sup>.

В речных осадках Буга появляется незначительное количество сарматско-тортонских переотложенных брюхоногих, отличающихся от комплекса из окрестностей Хэлма. В догляциальных песках найдены *Mohrensternia pseudosarmatica* Friedb. (в Смолярах Роговых) и чаще *Bittium deforme* Eichw. (в Задэнбю). В Городле, в плейстоценовом речном песке найдено один экземпляр *Merica fenestrata* Eichw. (тортон-определение Ковалевского). В связи с тем, что на люблинской возвышенности известны глауконитовые тортонские пески, можно предположить, что и над Бугом существовали такие же породы.

В береге долины Буга под Крыловом (18 км к южному юго-востоку от Грубешова) над мелом сохранился небольшой остаток глауконитовых песков. Подобная порода появляется на этом же горизонте на склонах возвышенностей в окрестностях Хэлма (например в деревне Малевана). Стало быть Буг течет старой бороздой, которая отделяла волынское плоскогорье от люблинского. В меандрах, вследствие длительной эрозии, третичные пласты подверглись почти полному разрушению; нынешняя долина врезалась в меловую породу.

Под Чулчицами (9 км с северному северо-западу от Хэлма) песчаная миоценовая свита, местами глауконитовая, содержит прослойки

<sup>1</sup> Ковалевский посвятил этой фауне содержательный отчет в „Заседаниях Государственного Геологического Института“ (3).



темно-бурой или светлой, мергелистой глины в виде крупных, но не очень пространных линз. Бурые пески и глины — это переменные, прибрежные (морская фауна) ниже-сарматские осадки, содержащие: *Bulla*, *Potamides mitralis*, *Mohrensternia angulata*, *Hydrobia*, *Cardium (plicatum?)*. Они покрывают наклоненную платформу, которая образовалась вследствие домиоценовой эрозии. Амплитуда домиоценового рельефа в этой окрестности превышает 50 м.

Большая болотная низменность севернее Хэлма соответствует углублению, образовавшемуся в меле вследствие эрозии; когда-то углубление это было наполнено третичными осадками, позже устраненными. Кварцевые пески и кварцевые с глауконитом, показывающиеся в подошве сармата сохранились тут лишь только в небольших пластах вблизи деревни Малевана и под Чулчицами. Появляются тут обломки кремнистых стволов араукарий.

Далее, к северу между Хэлмом и Влодавой, толстый слой черноватых желтых или серых глин показывается между сериями третичных песков в пространной возвышенности между Угрусом и Буковой Малой.

В отверстиях влодавских колодцов глауконитовые пески залегают на пластах с конкрециями мелкозернистого песка; конкреции эти причисляются к самому высокому мелу. Эти меловые слои к востоку от Влодавы отсутствуют (за исключением канала, отводящего воду из озера Пульмо, 8 км к юго-востоку от Влодавы). В Хуте Ратненской и в Бресте третичные пески трансгрессируют на белом мелу. Иногда пески эти отделены от него слоем глины, содержавшим окатанные кремни, немногочисленные обломки глауконитового песчаника и мелкие гальки белого кварца (экзотикки).

В Бресте над морскими глауконитовыми песками с конкрециями железного колчедана сохранились остатки младотретичных пресноводных отложений: мелкие пески с угольной пылью, озерные глины и мергели с моллюсками *Pisidium brestense* mihi похожие на *Pis. astartoides* из плиоцена Славонии, *Sphaerium* похожие на *filipovici* Brusina и на *asiaticum* Martens а также *Paludina* довольно первобытного типа. Подобные осадки, причислены к плиоцену на основании флоры, известны также и из окрестностей Кобренья. В эти осадки врезаны глубокие долины засыпанные догляциальными песками, речными глинами с перегноем без северного матернала. Глубина этих долин достигала 75 м. На основании *Pisidium* наиболее вероятным возрастом глин можно считать средний плиоцен. Следовательно период эрозии соответствует верхнему плиоцену.

Также в окрестностях Грубешова и на современном европейском водоразделе к северо-востоку от Хэлма, в долинах врезанных в мел на 30 до 40 м сохранились прегляциальные наносы, речные пески с *Pisidium amnicum* и *Clausilia* (озерные мергели). Осадки эти составляют меловый



и третичный материал — кварцевые зерна, иногда пыль растертого глауконита, потрескавшиеся термически (?) кремни или песчаные конкреции слегка фосфоритные (Задэмбце, Смоляры Рогове + 143, Лесы Шацкие + 129 м).

В Задэмбцах (8 км к северо-западу от Грубешова) прегляциальные пески и речные современные глинистые отложения появляются на абсолютной высоте + 200 м. Автор добыл оттуда из речных аллювиальных глинистых отложений остатки материковой и пресноводной фауны, между прочим *Ursus etruscus* Cuvier (forma nova *progressiva*) а также *Valvata bronni* Sandb. (?). Этот пункт можно считать одной из прегляциальных террас (фиг. 23). Медведь в развитии зубов стоит между третичными и четвертичными формами.

#### ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные образования берегов Буга и окрестностей Хэлма покрывают рельеф третичного периода мало изменившийся в плейстоцене. Глубина до которой достиг этот рельеф — разная. Благодаря значительной возвышенности окрестностей Красногостава, эрозия Вепржа и его притоков достигла глубины 160 м, это значит в два или три раза больше эрозии Буга и его притоков в борозде Грубешова. В долинах в западной части толщина четвертичных осадков довольно значительна (до 50 м и даже 60 м). К востоку осадки эти достигают более широких пределов, а толщина их уменьшается (около 30—40 м). Водораздел между бассейном Вепржа и Буга нарезан долинами в направлении восток — запад.

Дно этой долины в окрестностях Хэлма на 40 м выше долины Буга и 60 м выше мелового дна долины Вепржа. В этой параллельной долине толщина четвертичного отложения достигает 28,5 м. В окрестности около станции Завадувка, последовательность пластов следующая: в подошве толстый слой меловых галек с мергелевым песком, в котором редко встречаются обломки скандинавских пород. Этот пласт мергелей с меловыми гальками староплейстоценового возраста достигает в целом 13 м толщины. Кверху пласт мергелей заканчивается поверхностью, вероятно эрозионной, покрытой свитой похожей на речные осадки. Отложения эти начинаются с песка с большим количеством гравия: локального и эрратического. Выше находятся переслойки песков и речных глин, в которых найдены куски дерева. Глины эти переходят наконец в глину напоминающую аллювиальный лёсс (переотложенный). Выше этих последних образований лежит нерегулярный слой моренной глины, которая состоит из плотной глины с большой примесью пыли и песка, а также обломков пород, из которых некоторые принадлежат скандинавским. По большей части морена состоит из местного материала, захваченного движущимся ледни-



ком. Она содержит многочисленные зерна окатанного кварца, происходящие из третичных осадков. В рассматриваемом разрезе мощность пласта местной моренной глины равняется 3 м; он покрыт песчаной и пылевой глиной такой же толщины.

Несмотря на то, что в описываемом разрезе можно наблюдать только один моренный горизонт (включая и пески похожие на лёсс), эта местность подверглась более чем одному оледенению, о чем свидетельствуют северные материалы в нижележащих аллювиях и в пресноводном мергеле.

Я. Левинский указал уже на существование следов двух оледенений в этой долине, вблизи кирпичного завода в Трубакове. Эти наблюдения дополняют также обнажения на участках других окрестных кирпичных заводов.

Озерный мергель с остатками растений и переслойками торфа лежит трансгрессивно на меловом склоне долины и на покрывающих ее пластах моренной глины. В мергелевой глине найдено *Acroloxus lacustris* L. и небольшие *Gyraulus* и *Pisidium*, а также происходящие из материковой фауны молодые экземпляры *Succinea* и *Vertigo genesii* G. К верху мергел постепенно переходит в глину и наконец в озерный лёсс. Последний иногда расположен горизонтально, а в других местах сложным образом. Верхние слои содержат более крупный материал, происходящий из берегов. Рядом с пресноводными моллюсками появляются линзы мелового гравия и местных песчаников. Наблюдения эти указывают на мелководье озера и на то, что воды его были в движении.

Там, где сохранились самые высокие слои, можно подтвердить, что они остались сжаты под влиянием давления тангенциального к поверхности земли. В кровле этих пород найдено также остатки морены, содержащие скандинавский материал и большие глыбы местных миоценовых песчаников.

Подобная последовательность пластов видна на территории кирпичного завода в Бялополю (25 км к юго-востоку от Хэлма). Людомир Савицкий признал озерные глины со сложной слоистостью, с эрратическими валунами в кровле, как слоистый лёсс покрытый мореной среднего оледенения. Действительно, породу эту можно назвать озерным лёссом, содержащим меловые гальки, а также хорошо сохранный пресноводную фауну и лессовую фауну с *Vallonia tenuilabris* Br. Осадки эти лежат на более старых гравиях северного происхождения.

Как в Бялополю, так и на территориях других кирпичных заводов Хэлма верхняя морена осталась почти совершенно смыта. После нее остались только валуны. Окружность одного из кристаллических валунов в Бялополю равняется 8,5 м.



Валуны эти покрыты довольно тонким слоем речного ила, который составляет поверхностное образование, довольно характерное для равнин окрестностей Хэлма. Автор определяет эти поверхностные осадки как „самую младшую серию” или „покров”.

Около Хэлма младшая серия разрезывает четвертичные нижележащие породы. Она лежит в углублениях выдолбленных действием вод, которые местами разрушили междуморенные осадки. Младшая серия начинается линзами меньших или больших валунов вымытых из более высокой морены, которая подверглась разрушению (толщина ее достигает 40 см). Диаметр валунов местных миоценовых песчаников достигает в этом пласте 50 см. Среди этих валунов автор нашел носовую кость *Tichorhinus antiquitatis* В.1. и небольшое количество брюхоногих (1 континентальный и 2 пресноводные). В этой окрестности младшая серия является пресноводным образованием с небольшой мощностью. У берегов она состоит из песка с гравием и гальками скандинавских пород. Появляются здесь также линзы мела. В самом Хэлме, у подножия меловых холмов распространяется слегка наклоненная равнина, покрытая слоем 1 м толщины, состоящим из мелового гравия, который находится в сероватом песчаном мергеле. В более глубоких местах, в зависимости от условий, возникали речные илистые отложения и глины (3 м толщины), на которых виднеются иногда следы действия волн, или речные глинистые отложения с пресноводной фауной (например *Bathiomphalus*) сопровождаемой *Pisidium amnicum* и водяными растениями. В зависимости от местных условий осаждались нанесенные половодьем глины, толстые слои озерного мергеля или мергелистой глины с мелким меловым гравием. Восточные берега были более песчаные (на подобие берегов современных озер); здесь создавались дюны. Так как ныне нет отлива, пески не осушаются и дюны не достигают больших размеров. Следы фауны указывают на то, что эти песчаные осадки — пресноводное образование.

Речные илистые отложения и четвертичные мергели появляются также на большом протяжении к северо-востоку от Хэлма, равно, как и на расстоянии 11—20 км к юго-востоку от этого города, в окрестностях равнины, расположенных вдали от речных устьев. Наоборот, вдоль Буга показываются образования речной или дельтовой аккумуляции: в Устилуге (56 км к юго-востоку от Хэлма) долина Буга, очень широкая в этом месте, наполнена пресноводным лёссом, содержащим многочисленную фауну моллюсков с переслойками торфа, а выше — многочисленные переслойки мхов. К северо-западу от Опалина (20 — 25 км к северо-востоку от Хэлма) тянется на протяжении нескольких километров образование состоящее из тонких слоев песка и глины с немногочисленными окатанными обломками раковин моллюсков (общая мощность этого образования достигает 10 м).



В более низких местах моренные осадки не сохранились или же покрыты пресноводными образованиями. Вследствие далеко распространившейся денудации на склонах меловых холмиков отсутствуют следы ледниковых пород. Моренные холмики сохранились выше — на прежде существующих абразионных платформах или на старых террасах.

На расстоянии около 20 км к югу от Хэлма, между Краснымставом и Влодзимержом, тянется северная граница непрерывного лёссового покрова. Лёсс маскирует старый рельеф на возвышенностях, подобным образом, как и доледниковые и четвертичные аллювии.

Эоловый лёсс не лежит непосредственно на меле в главных понижениях и долинах, но отделен от него толстым слоем пресноводного или эолового лёсса, собирающегося в бассейнах временно наводняемых (континентальная и пресноводная фауна). В низменностях, в окрестностях Грубешова и на террасах Буга и Вепржа пресноводный лёсс играет большую роль нежели эоловый.

Во многих местах лёссовый покров делается тоньше и исчезает на склонах обращенных к западу. Кроме этого лёсс покрывает водоразделы и эрозионные углубления довольно равномерным образом.

Пресноводный лёсс лежит обыкновенно на сденудованном меле. Маленькие гравии мела и скандинавских пород появляются на соприкосновении лёсса с основанием или в подошве пресноводного лёсса, что указывает на близость берега водного бассейна.

Ниже горизонта почвенной воды пресноводный лёсс содержит небольшое количество гумуса и растительного детрита, которого нельзя определить. В этих осадках, к северу и северо-западу от Грубешова находится пласт болотной глины (в котором найдено зуб *Bos primigenius* *Boj*). В окрестности Хыжовиц (13 км к северо-западу от Грубешова) найден почвенный горизонт покрытый лёссом и лежащий на слое лёсса; слой этот тянется на расстоянии нескольких километров. Таким образом, мы имеем здесь два горизонта лёсса моложе горизонта эрратических валунов.

В деревне Гостынное (к западному юго-западу от Грубешова) констатирован лёсс ниже накопления эрратических валунов. Назовем его старшим лёссом.

Эоловый лёсс младший покрывает также древние террасовые аллювии, например, на расстоянии 2 км к югу от Грубешова. Из этих илов нанесенных половодьем, на уровне около 194 м добыты соединенные кости конечности мохнатого носорога из группы *Tichorhinus*, а также раковины пресноводных брюхоногих (преимущественно речных *Lithoglyphus naticoides* *Pf.*) и один разрушенный экземпляр *Theodoxus serratififormis* *Geuer* (более старый интергляциал по немецкой схеме).



Относительная высота этой лёссовой террасы равняется около 25 м, а абсолютная высота, которую она достигает — 207 м. Толщина аллювия — значительна. В Задэмбцах их подешвенной горизонт — гравии — находится на глубине 45 м, это значит — на высоте 168 м. Найдено здесь *Pisidium amnicum* и зуб *Tichorhinus* sp.

К статье приложен схематический профиль старых аллювиев Буга или рек принадлежащих к его сети. Аллювии эти наполняют сеть доледниковых долин на территории, которая находится между окрестностью Грубешова и Бреста (длина по прямой линии около 144 км). На разрез нанесены некоторые из террас и соседние холмики (фиг. 25). К ним принадлежат, между прочим, зарытые террасы, а также свидетели высоких аккумуляционных равнин.

Другой рисунок (фиг. 24) изображает поперечный разрез ассиметрической части этой же доледниковой сети долин с междуледниковыми аллювиями, которые наполняют их в Смолярах Роговых (миндель — рисс), с илами в Збэреже, осажденными в периоде приближения ледника (рисс), наконец с такими же породами дельты Буга в ледниковом бассейне восточнее Буга (фиг. 26). В этом разрезе отсутствует типичная морена.

Так, как бурения были произведены в долинах многократно подвергнутых эрозии — они не содержат ни верхней, ни нижней морены. Несмотря на это, в Мельниках, вблизи Малорыты найдено в кровле интергляциальной свиты кристаллические небольшие валуны и неокатанные остатки меловых кремней с выветрившейся поверхностью. Эти валуны, в течении долгого времени не были точены водами, поэтому можно считать их, как резидуум морены более поздней, чем интергляциал, а выше лежащие слои — как младшую серию.

Также, как интергляциал, младшая серия содержит гумус и растительные остатки, но в противоположность младшей серии интергляциала содержит очень мало кристаллического материала. Последний состоит из маленьких окатанных гранитовых зерен. Впрочем, их трудно найти. Интергляциальная свита содержит довольно большое количество локальных элементов (между прочим глауконит) в верхних слоях и скандинавский окатанный материал — в нижних.

В Бресте глубокие прегляциальные долины наполнены преимущественно водными осадками прегляциальной и староплейстоценовой свиты. На осадках этих лежат местами пласты довольно типичной морены, в которой найдено между прочим гранитовые небольшие валуны, диаметр которых равнялся 7 — 14 см (на высоте + 110 до + 120 м). Над этой мореной (или на поверхности пластических плиоценовых глин создающих берега прегляциальных долин) лежит вторая серия пресноводных плейстоценовых осадков. Прерывистый слой песка с валунами и гравием, со-



ставляющий отчетливый горизонт (1 — 2 м), появляется иногда в кровле этой свиты.

К верху кристаллический материал в обеих плейстоценовых свитах становится все реже. В особенности вторая свита состоит почти исключительно из мелкозернистого лёссового кварцевого песка, пыли или мергелевой глины с глауконитом, морской переотложенной фауны, а также галек беловатого известняка. Местами она содержит перегной или мелкую растительную сечку. В этих обстоятельствах появление кристаллического материала в кровле может свидетельствовать по крайней мере о близком соседстве ледника (третье оледенение).

Нижняя серия, староплейстоценовая, в Бресте содержит в целой массе мелкие гранитовые зерна. Кроме того, найдено там (на высоте + 101 до + 104 м) переслойки гумуса, кусочки лыка и дерева и другие органические остатки, в особенности моллюсков четвертичного периода.

Состав плейстоценовой свиты Бреста указывает на то, что вероятно интергляциальная порода образована из материала размытых более древних морен, которые не сохранились в этом месте; однако найденные остатки не обнаружили ясных указаний, касающихся климата, господствовавшего в этом периоде.

Можно предположить, что бассейн Буга к югу от Вреста по меньшей мере дважды был покрыт льдом, по исследованные профили не дают достаточных указаний было ли больше этих надвигов. Следы по меньшей мере двух оледенений можно отыскать, как мы видим, еще в окрестности Хэлма. Вышеописанный разрез из окрестностей станции Завадувка может быть толкован так, что были там влияния по меньшей мере двух особенных надвигов льда.

Ни в одном из исследованных до сих пор разрезов нет двух хорошо сохранившихся морен на одной вертикальной линии.



Marek PRÓSZYŃSKI

## NOTES SUR LA GÉOLOGIE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE BUG

(avec 5 fig. dans le texte)

### RÉSUMÉ

### Abstract

Aux environs de la ville de Chelm et du cours moyen du Bug on peut observer sur les couches crétacées et tertiaires les empreintes de deux cycles d'érosion, enterrées sous les dépôts quaternaires. En discutant les détails de la stratigraphie de ces dépôts l'auteur y voit les preuves des deux glaciations, divisées par une série interglaciaire.

### LE CRÉTACÉ

Le terrain étudié s'étend dans une zone de transition entre deux régions différentes: au Sud — le haut-pays crayeux, au Nord — la plaine d'accumulation quaternaire. Quelques lambeaux de l'ancienne couverture tertiaire se sont conservés sur les plateaux à l'W et au NW de Chelm. Des vallées datant de la fin du Crétacé et du Tertiaire, de direction WNW—ESE et SSW—NNE, se sont enfoncée d'une profondeur jusqu'à 60 m dans le Crétacé, probablement sur l'emplacement des dépressions structurales<sup>1</sup>. Au Sud de Chelm, le paysage crayeux présente l'aspect d'une bande de collines et de larges vallées comblées d'alluvions. Sur ce territoire, l'érosion avait atteint une profondeur d'environ 75 m.

Dans les collines plus élevées des environs de Chelm s'est conservé un niveau crayeux contenant une proportion assez élevée de silice provenant de spongiaires. On peut observer leurs empreintes et de très nombreuses spicules. Par places cette variété de roche crétacée, connue sous le nom d'„opoka“ est assez dure et sert de pierre de construction. A la surface du plateau, sous l'action des eaux circulant dans la terre arable, la craie à spicules s'est localement transformée en un squelette siliceux décalcifié (gaize).

<sup>1</sup> P. ex. depuis la station de chemin de fer de Zawadówka vers Chelm.



Sous la craie à spicules dont l'épaisseur est médiocre, émerge vers l'Est une craie blanche contenant environ 90% de  $CaCO_3$  qui est exploitée à Chełm principalement pour fabriquer du ciment (on l'ajoute à la roche crayeuse de Rejowiec qui contient une proportion trop élevée de silice amorphe).

Les puits de Chełm atteignent, sous la craie blanche une craie légèrement grisâtre à intercalations tantôt moins résistantes, tantôt plus résistantes. Jusqu'à une profondeur d'au moins 100 m la craie blanche ne présente pas de changements de faciès distincts. La variété plus tendre n'est cimentée que très faiblement et son grain est très fin. Quand elle est humide, elle peut constituer une sorte de pâte, ce qui la rend, en général, imperméable.

La ville s'approvisionne en eau principalement dans d'assez nombreuses fissures qui se présentent surtout dans les intercalations plus résistantes, se rapprochant de la craie traçante. D'après les notices publiées en 1902 et 1905, la puissance entière de la craie serait plus de 300 m. Il n'y a que deux puits qui devaient traverser la craie blanche dont le mur se trouve ici au dessous de niveau de la mer.

A la surface du Crétacé des environs de Chełm on a trouvé à l'altitude de 175 m (Horodło), 196 m (Zadębce) et 210 m (Mont Dziewiczka près Chełm), des spécimens bien conservés de *Belemnitella lanceolata* Schloth. Il s'en suit que les niveaux supérieurs du Crétacé en question doivent être attribués au Maëstrichtien (ou bien aux couches limitrophes entre le Campanien sup. et le Maëstrichtien), si on se base sur la stratigraphie du Crétacé vistulien de W. Pożaryski (10). Elles constitueraient la limite orientale de l'extension du Maëstrichtien des hauteurs de Lublin.

Dans le nouveau quartier de la ville, en suivant le milieu de la croupe crétacée et le long de son versant septentrional, s'étend une zone de diaclases verticales ou à pente abrupte. On a également découvert des dislocations qui présentent une allure de faille. Entre les faisceaux de fissures verticales, la craie est affectée par des diaclases horizontales et se débite en plaquettes. Les directions des diaclases verticales sont comprises entre le W—E et NW—SE. La craie diaclasée est directement couverte d'une terre arable noirâtre, riche en humus et en  $CaCO_3$ . En d'autres endroits — probablement moins fissurés — on note, au dessus de la craie, d'abord une mince couche d'argile jaune; c'est un résidu, provenant de la décomposition de la craie; au-dessus de cette argile — un niveau d'humus nettement décalcifié. La décalcification des couches superficielles de la craie se poursuit également sous la couverture des dépôts quaternaires et cause un tassement inégal de ces derniers. Ce fait s'exprime dans le microrelief si caractéristique p. ex. des faubourgs NW de Chełm (dépressions irrégulières).



L'auteur essaie de préciser les noms des espèces lithologiques de la craie. Il propose le terme de craie tendre pour toutes les variétés sédimentaires de craie dont les échantillons après avoir été desséchés et plongés rapidement dans de l'eau, se désagrègent en grains ou en petits grumeaux et qui, après avoir été remuée ne fournissent qu'une petite quantité de dépôt de grosses particules et une quantité insignifiante d'éléments insolubles dans l'*HCl*. Ces craies sont si friables à l'état sec que l'on ne peut pas s'en servir pour écrire. C'est la craie traçante très faiblement cimentée, qui une fois humide perd sa cohésion et devient plastique sous l'influence d'une insignifiante pression exercée dans une direction quelconque. Dans de nombreux cas, la plasticité de cette craie est un phénomène secondaire, provoqué par des causes extérieures.

La marne crayeuse tendre se distingue de la craie tendre par une teneur plus élevée en éléments colloïdaux non solubles dans l'acide chlorhydrique. Une ligne tracée sur un échantillon sec est luisante. Dans les environs de Chełm, ces marnes, à côté de carbonate de chaux, contiennent surtout de la silice amorphe dans une proportion qui dépasse 20 %.

La marne cimentée est dénommée „opoka“.

La craie tendre est plus imperméable, les fissures ne s'y maintenant pas aussi bien que dans la craie traçante et l'„opoka“. Elle est très soluble et les eaux dont s'imprègne sa surface lui impriment un modelé très spécial constitué par des dépressions longitudinales peu profondes, occupées par des pâturages humides qui suivent la pente générale du terrain. Dans les régions dont la surface est constituée par des marnes cimentées, les processus de dénudation agissent beaucoup plus lentement. Ces régions présentent l'aspect de plateaux.

L'auteur explique les changements du caractère lithologique constatés dans la coupe du Crétacé du Sénonien supérieur des environs de Chełm par des changements dans les conditions de sédimentation, c'est-à-dire par la régression qui prit place dans les niveaux les plus élevés du Maëstrichtien. Dans les couches crétacées un peu plus profondes, près du Bug, on observe par places de petites concrétions de phosphate et une coloration gris-bleuâtre de la roche qui doit probablement être attribuée à une circulation plus intense près du fond de la mer. On a aussi constaté de minces intercalations de sable. Au contraire la craie tendre, plastique, contenant une petite quantité de substance foncée colloïdale ainsi que de minuscules concrétions de sulfide de fer, témoigne probablement un affaiblissement de la circulation.

La limite nord-est du Maëstrichtien de Lublin dépasse un peu la ligne du Bug. Dans plusieurs endroits en aval de Włodawa les sondages ont traversé de part en part des couches de craie à silex. A 40 km à l'est du Bug, dans les environs de Małoryta, une formation similaire affleure à la surface. Aussi



en aval de Brest, à Mielnik sur Bug et à Kornica près Konstantynów les silex apparaissent à la surface de la craie du Sénonien supérieur. On est en droit de supposer que ces affleurements indiquent l'émersion successive de couches crétacées de plus en plus anciennes de dessous la couverture tertiaire. L'épaisseur de la craie blanche diminue simultanément dans la même direction c'est-à-dire vers le NE ou E.

La surface supérieure de la craie blanche s'abaisse très irrégulièrement en aval du Bug. On constate que les intercalations locales de craie présentent les mêmes irrégularités. Ces observations justifient l'hypothèse selon laquelle des flexures de direction W—E s'étendent entre Chełm et Włodawa. Cette direction tectonique qui s'infléchit vers le NE sur la rive opposée du Bug, détermine le cours de la Prypeć dès les temps préglaciaires.

Les dépôts marins tertiaires des environs de Brześć n. B. (Brest) se trouvent beaucoup plus bas, sur la surface dénudée du Crétacé dont les termes supérieurs manquent. Cette dépression, partiellement comblée par des dépôts d'eau douce du Tertiaire récent, est limitée au sud, aux environs de Małoryta et de Wielkoryta, par une élévation de la surface de la craie blanche qui forme une ligne de partage des eaux entre la vallée du Bug et la vaste plaine qui s'étend au sud de Kobryń.

La zone plus élevée qui traverse la vallée du Bug dans les environs de Mielnik correspond à une élévation de la surface crétacée, entamée par l'érosion au Préglaciaire. Ce relief a peut-être été accentué, par endroits, par l'influence dynamique des glaciers. A Mielnik, se sont conservées de minces couches de transition entre la craie blanche à *Belemnitella mucronata* cf. *senior* et *B. lanceolata* contenant des silex, de petites phosphorites, des dépôts argileux et de la boue à silice, du Sénonien supérieur. Des sables glauconieux les surmontent en transgression.

Entre la craie blanche des environs de Chełm et les formations qui la surmontent, une lacune chronologique put exister: dans la depression à la surface de la craie blanche près de la station de Zawadówka, apparait une formation péltique (dont le ciment actuel est siliceux) ainsi qu'une marne partiellement décalcifiée et silicifiée, pleine de gros grains de glauconie et comprenant des débris et des galets de craie. Dans un fragment de cette roche, provenant de Chełm, on a trouvé un spécimen de *Belemnitella* crétacé, brisé, entouré de glauconie mais non roulé. Ce niveau contient de plus de petites dents de poissons, des Foraminifères, des Coralliaires, des empreintes de spicules d'Oursins (*Cidaris*), de Vers (*Serpula?*), de Brachiopodes (p. ex. *Rhynchonella*), de Gastéropodes et de Lamellibranches (*Pecten* et *Nucula truncata* Nils. — Maëstrichtien). La formation en question ne s'est conservée que sous forme de fragment résiduaire sur le versant de la craie blanche à une altitude de +232 m, ainsi que de blocs isolés à Chełm, à une altitude de +226 m,



(décrits pour la première fois par Krichtafovitch). Elle présente beaucoup d'analogies avec certains niveaux sablonneux du Crétacé supérieur des bords de la Vistule (Bochotnica) et, probablement, de ceux des bords du Bug (Włodawa). Cette roche verte des environs de Chelm a été attribuée soit au Crétacé supérieur, soit à l'Oligocène; c'est la première opinion qui est juste.

Les débris d'une formation pélitique et marneuse du Maëstrichtien se sont également conservés au dessus de la craie blanche sur le versant de la vallée du Bug à Mielnik (en aval de Brześć). On y a recueilli des Foraminifères et des empreintes de Mollusques.

### LE TERTIAIRE

La coupe des couches tertiaires aux environs de Chelm est la suivante. Dans une vaste dépression de la surface supérieure du Crétacé, sur le Mont Dziewicza, à +213 m d'altitude, une couche d'argile noir-brune (épaisseur 4 m) avec minces intercalations de sable quartzeux-glaucוניeux à la base, repose directement sur la craie sénonienne. Les argiles sont surmontées par des sables quartzeux glaucוניeux (épaisseur 6 m). Des sables analogues apparaissant aux alentours ont été attribués tantôt à l'Oligocène inférieur, tantôt au Miocène (ceci paraît être plus justifié). Ils sont directement recouverts d'un dépôt sarmatien bien connu, constitué par des sables quartzeux et des blocs de grès silicifié (primitivement calcareux) contenant des vides après coquilles<sup>1</sup>.

Des vestiges remaniés et peu nombreux de Sarmatien-Tortonien qui diffèrent de l'association des environs de Chelm se rencontrent dans les dépôts fluviatiles préglaciaires ou quaternaires des rives du Bug. Ce sont: *Mohrensternia pseudosarmatica* Friedb. et, plus souvent, *Bittium deforme* Eichw. (à Smolary Rogowe; à Zadębce). A Horodło l'auteur du présent article a trouvé un specimen de *Merica fenestrata* Eichw. (Tortonien, déterminé par M. K. Kowalewski). Etant donné que l'on trouve des sables glaucוניeux tortoniens sur les hauteurs à une distance de 120 km environ, plus à l'Ouest, on peut supposer que des formations analogues devaient avoir existé aussi dans la région du Bug.

Un petit lambeau témoin de sable vert s'est conservé dans le versant gauche de la vallée du Bug près Kryłów (18 km au SSE de Hrubieszów) Une formation similaire se trouve au même niveau sur les versants de collines des environs de Chelm (à Malowana p. ex.). Dans les environs de Hrubieszów la vallée actuelle du Bug correspond donc à un vieux sillon qui sépare le plateau de Volhynie de celui de Lublin. Dans les méandres, grâce à l'érosion

<sup>1</sup> Kowalewski K. leur a consacré une note succincte dans les C.-R. des Séances du Serv. Géol. de Pol. fasc. 8. — 1924, p. 12—14 (en polonais).



très prolongée, les couches tertiaires furent presque complètement détruites: la vallée actuelle est creusée dans la roche crétacée.

Près Czulczyce (9 km de Chełm vers le NNW) des grosses lentilles d'argile brun foncée ou de marne claire font partie de la série miocène qui est en général sablonneuse et contenant de la glauconie; des sables bruns et les argiles que l'on y voit, c'étaient des sédiments variés, déposés près de la côte (faune marine) du Sarmatien inférieur: *Bulla*, *Potamides mitralis*, *Mohrensternia angulata*, *Hydrobia*, *Cardium (plicatum?)*. Ils recouvrent une plateforme inclinée, formée par l'érosion pré-miocène. L'amplitude du relief pré-miocène dépasse 50 m. La grande plaine marécageuse au N de Chełm correspond à un bassin autrefois rempli par des couches tertiaires, puis évidé. Des sables blancs ou verts formant le soubassement du Sarmatien ne s'y sont conservé qu'en petits lambeaux entre Chełm et Czulczyce.

Plus au N, entre Chełm et Włodawa, dans le vaste plateau entre Uhrusk. et Bukowa Mała, on trouve une puissante couche d'argile grise, noirâtre ou bien jaune au milieu de la série de sables tertiaires.

Les sables glauconieux dans les puits de Włodawa reposent sur la craie blanche ou bien sur des couches à concrétions de grès à grains fins, attribuées aux termes les plus élevés du Crétacé. Ces couches crétacées sont absentes à l'Est de Włodawa (à l'exception du canal artificiel d'écoulement du lac Pulmo, 8 km au SE de Włodawa). A Huta Ratnieńska ainsi qu'à Brześć, les sables tertiaires se trouvent en transgression sur la craie blanche. Ils en sont parfois séparés par une couche d'argile contenant des silex polis, de peu nombreux fragments de grès glauconieux ou bien de petits galets de quartzite blanc („exotiques“).

A Brześć, au dessus des sables glauconieux à concrétions de sulfides de fer, on note des lambeaux de formations d'eau douce du Tertiaire récent sable fin avec poussière charbonneuse, argiles et marnes lacustres avec Mollusques tels que *Pisidium brestense* mihi qui rappelle les petits *Pis. astartoides* alongés et les Pisides du Pliocène de Slavonie; *Sphaerium*, ressemblant à *filipovici* Brusina et à *asiaticum* Martens; ainsi que *Paludina* de type assez primitif. (On avait trouvé des dépôts analogues, attribués au Pliocène d'après leur flore, également dans les environs de Kobryń). Ces dépôts sont traversés par de profondes vallées comblées de sables et de boues réglaciaires avec humus et sans matériaux nordiques. Ces vallées atteignaient une profondeur de 75 m. La présence de *Pisidium* fait conjecturer, comme étant le plus probable, l'âge pliocène moyen des argiles. La période d'érosion correspondrait par conséquent au Pliocène supérieur.

Des apports pré-glaciaires (sables fluviatiles à *Pisidium amnicum* et *Clausilia*, marnes lacustres) se sont également conservés dans les vallées entaillant le Crétacé jusqu'à une profondeur de 30 à 40 m dans les environs de



Hrubieszów ainsi que sur la ligne actuelle de partage européen des eaux, au NE de Chełm. Ces dépôts sont formés de matériaux crétacés et tertiaires — grains de quartz, parfois poussière de glauconie écrasée, silex éclatés sous l'action de la chaleur(?) conglomérats sablonneux avec un peu de phosphorite, p. ex. à Zadębce, à Smolary Rogowe (+143 m), ou dans la forêt de Szack (+129 m).

A Zadębce (8 km au NW de Hrubieszów), les sables et vases se rencontrent à une altitude de +195—200 m. Dans une formation vaseuse, l'auteur a recueilli des vestiges de faune continentale et d'eau douce, entre autres *Ursus etruscus* Cuvier (forma nova *progressiva*) ainsi que *Valvata bronni* Sandb. (?). La forme d'où provient cette faune peut être considérée comme une terrasse pré-glaciaire (23). Au point de vue de l'évolution de la dentition, l'ours se trouve entre les formes tertiaires et quaternaires.

#### LE QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires des rives du Bug et des environs de Chełm recouvrent un relief datant de l'époque tertiaire, peu modifié au Pléistocène. La profondeur à laquelle le dit relief est enfoui varie. Grâce à un exhaussement considérable du plateau près de Krasnystaw, l'érosion du Wieprz et de ses affluents a atteint une profondeur de 160 m, c.-à-d. deux ou trois fois plus grande que l'érosion du Bug et de ses affluents dans le sillon de Hrubieszów. Dans les vallées de la partie occidentale l'épaisseur des dépôts quaternaires est relativement considérable (jusqu'à 50 et même 60 m). Vers l'Est ces dépôts sont plus largement étalés et leur épaisseur diminue (environ 30 à 40 m). Le faite de partage des eaux entre le réseau du Wieprz et le bassin du Bug est incisé de vallées de direction E—W. Le fond crétacé de la vallée de transfluence des environs de Chełm est de 40 m plus élevé que la vallée du Bug et domine de plus de 60 m le fond crétacé de la vallée du Wieprz. Dans le chenal de transfluence en question l'épaisseur du quaternaire atteint 28,5 m. A cet endroit (près de la gare de Zawadówka) la succession des couches se présente ainsi que suit : à la base, épaisse couche de galets de craie avec sable marneux dans lequel on rencontre de rares fragments de roches d'origine septentrionale. Cette couche de marnes avec galets de craie du Pléistocène ancien atteint, en tout, une épaisseur de 13 m. Vers le haut, la couche de marnes se termine par une surface probablement d'érosion, couverte d'une série de couches, semblable aux apports fluviatiles. Ces dépôts débutent par du sable contenant de nombreux graviers de matériaux locaux et erratiques. Plus haut, ils se composent d'intercalations de sable et d'argile alluviale, dans laquelle furent trouvés des morceaux de bois. Ces argiles passent, finalement, au limon rappelant le loess alluvial (c.-à-d. sur le lit secondaire). Ce dernier dépôt est surmonté d'une couche irrégulière



de moraine de fond constituée par de l'argile compacte contenant une grande quantité de poussière et de sable avec fragments de roches dont certaines cristallines. Pour une bonne moitié, la moraine se compose des matériaux locaux sur lesquels le glacier s'était avancé. Elle contient beaucoup de grains de quartz poli provenant de dépôts tertiaires. Dans la coupe en question, cette moraine locale présente une épaisseur de 3 m. Elle est recouverte d'un limon sableux et pulvérulent de même épaisseur.

Bien que l'on n'observe qu'un seul niveau morainique dans la coupe décrite (y compris les sables apparentés au loess qui l'accompagnent), la région a été affectée par plus d'une glaciation ainsi qu'en témoigne la présence de matériaux nordiques dans les alluvions sous-jacentes ainsi que dans la marne d'eau douce.

Le Professeur J. Lewiński avait déjà relevé les traces de deux glaciations distinctes dans la même vallée, près de la briquetterie de Trubaków. Ces observations viennent d'être complétées dans d'autres briquetteries des environs.

Une marne lacustre avec vestiges de plantes et même d'intercalations de tourbe s'étend en transgression sur le versant crétacé de la vallée ou bien sur les lambeaux de moraine de fond qui le recouvrent. Dans le limon marneux on a trouvé *Acroloxus lacustris* L. ainsi que de petits *Gyraulus* et *Pisidium* et provenant de faune continentale, jeune *Succinea* et *Vertigo genesii* G. Vers le haut, la marne passe graduellement à de l'argile et enfin à du loess lacustre. Ce dernier est parfois déposé horizontalement et affecte en d'autres endroits une allure compliquée. Les couches supérieures contiennent des matériaux grossiers provenant des bords. Ainsi, à côté de Mollusques d'eau douce apparaissent des galets lenticulaires de craie ou de grès local. Ces observations témoignent du peu de profondeur et de l'agitation des eaux du lac.

Là où elles se sont conservées, on constate que les couches les plus élevées ont été écrasées sous l'influence d'une pression tangente à la surface du sol. On a également découvert, au toit de ces formations des restants de moraine contenant des matériaux erratiques nordiques ainsi que de gros blocs de grès local, miocène.

On note une succession semblable à la fabrique de briques de pavage de Białopole (25 km au SE de Chełm). Le Professeur Ludomir Sawicki avait pris les limons à stratification compliquée des lacs avec blocs erratiques au toit pour du loess laminé, recouvert de moraine „de la Pologne centrale“. En fait, on peut dénommer ce dépôt „loess lacustre“ étant donné qu'il contient des galets crétacés, une faune d'eau douce bien conservée ainsi qu'une faune loessique avec *Vallonia tenuilabris* Br. Ces dépôts reposent sur des galets erratiques plus anciens.

Ainsi que c'était le cas à Białopole, de même dans les briquetteries de Chełm, la moraine supérieure a été presque entièrement emportée par les



eaux. Il n'en est resté que des blocs. Un des blocs cristallins de Białopole a une circonférence de 8,5 m.

Ces blocs sont recouverts d'une couche assez mince de boue siliceuse qui constitue une formation superficielle assez caractéristique pour les plaines des environs de Chelm. L'auteur dénomme ces dépôts superficiels „série plus récente“ ou „nappe“.

Près de Chelm, la „série plus récente“ recoupe les couches quaternaires sousjacentes. Elle est déposée dans les creux dûs à l'action des eaux qui ont par place détruit les dépôts inter-morainiques; cette série „plus récente“ débute par des lentilles de blocs plus ou moins gros, lavés sur place de la moraine supérieure qui a été détruite (épaisseur atteignant 40 cm). Le diamètre des blocs de grès local miocène atteint 50 cm dans la couche en question. Parmi les blocs l'auteur a recueilli l'os nasal de *Tichorhinus antiquitatis* Bl. ainsi que de peu nombreux gastéropodes (1 continental, 2 d'eau douce). A cet endroit, la „série récente“ est une formation d'eau douce de peu d'épaisseur. Près des bords, elle se compose de sable avec graviers et galets de matériaux erratiques. On y note également des lentilles de craie. A Chelm même, au pied des collines appartenant aux terrains crétacés, s'étend une plate-forme légèrement inclinée, couverte d'une couche d'un mètre d'épaisseur de galets de craie contenus dans la marne sablonneuse grisâtre. Dans les endroits plus profonds, selon les circonstances se sont déposées soit des boues siliceuses et des argiles qui portent parfois des traces de vagues (épaisseur 3 m), soit des boues siliceuses avec faune d'eau douce (p. ex. *Bathynomphalus* accompagné de *Pisidium amnicum*) et avec des plantes aquatiques. Selon les circonstances locales on trouve des boues d'inondation à cours lent ou bien des couches épaisses de la marne lacustre ou de l'argile marneuse avec du gravier fin, crétacé. Les rives orientales étaient plus sablonneuses (ainsi que c'est le cas pour les lacs actuels) et des dunes s'y formèrent. Comme il n'existe pas de chenal d'érosion récent ces sables ne sont pas drainés, aussi les dunes n'y atteignent pas un grand développement. Des traces de faune sont preuve que ces dépôts sableux sont des formations d'eau douce.

Les pélites à silice et les marnes quaternaires apparaissent également sur une longue distance au NE de Chelm ainsi qu'à une distance de 11 à 20 km au SE de cette ville, dans les endroits abrités de la plaine, loin de l'embouchure des rivières. Par contre, le long du Bug, on a affaire à des accumulations fluviales ou deltaïques: à Uściług (56 km au SE de Chelm) la vallée du Bug, très large à cet endroit, est comblée de „loess“ d'eau douce contenant une faune abondante de Mollusques, des intercalations de tourbe et, plus haut, de nombreuses intercalations de mousse. A NW d'Opalin (20—25 km au NE de Chelm) s'étend une formation de plusieurs kilomètres de long constituée par de très minces couches de sable et d'argile avec de peu nombreux fragments roulés de coquilles de Mollusques (épaisseur totale jusqu'à 10 m).



Dans les endroits plus déprimés, les dépôts morainiques ne se sont pas conservés ou bien sont couverts de dépôts d'eau douce. Par suite d'une dénudation avancée, les vestiges glaciaires sont, en règle générale, absents des versants des collines crétaées. Les buttes morainiques se sont plutôt conservées plus haut — sur les plateformes d'abrasion préexistantes ou bien sur les terrasses anciennes.

Environ 20 km au sud de Chelm — entre Krasnystaw et Włodzimierz, — s'étend la limite septentrionale de la couverture continue de loess. Le loess masque l'ancien relief des hauteurs ainsi que les alluvions préglaciaires et quaternaires.

Le loess éolienne repose pas directement sur la craie dans les dépressions hypsométriques principales et les vallées, mais il en est séparé par une épaisse couche de loess d'eau douce ou éolien déposé dans des réservoirs inondés périodiquement (faune continentale et d'eau douce). Dans les dépressions des environs de Hrubieszów et sur les terrasses du Bug et du Wieprz, les loess d'eau douce jouent un plus grand rôle que le loess éolien.

Dans de nombreux endroits, la couverture de loess s'amincit et disparaît des versants exposés à l'ouest. A part cela, le loess couvre les faîtes de partage des eaux et les dépressions dues à l'érosion d'une façon assez uniforme.

Le loess d'eau douce repose d'habitude sur la craie dénudée. De petits galets de craie et de matériaux exotiques apparaissent au contact du loess avec le soubassement, ou bien dans les couches basales du loess d'eau douce, indiquant que le bord du réservoir se trouvait à proximité.

Au dessous du niveau de la nappe phréatique, le loess d'eau douce contient une petite quantité d'humus et de détritrus végétal indéterminable. Une couche de limon boueux, brunâtre (dans laquelle on a trouvé une dent de *Bos primigenius* Boj.) apparaît au sein de ces dépôts au N et au NW de Hrubieszów. Dans le domaine de Chyżowice (13 km au NW de Hrubieszów) on a noté de la terre végétale recouverte par du loess et surmontant une couche de loess qui s'étend sur plusieurs kilomètres. Il y existe donc deux couches de loess plus récentes que le niveau de blocs erratiques.

Dans le village d'Hostynne (WSW de Hrubieszów) on a noté du loess au dessous d'une agglomération de blocs erratiques. Nous le dénommerons loess ancien.

Le loess éolien récent recouvre également d'anciennes alluvions de terrasses, p. ex. à 2 km au S de Hrubieszów. On a extrait de ces limons d'inondation, à un niveau d'environ 194 m, des os soudés ensemble du radius et de l'ulna d'un *Rhinoceros* trappu du groupe des *Tichorhinus* ainsi que des Gastéropodes d'eau douce (surtout de ceux de rivière: *Lithoglyphus naticoides* Pf.) ainsi qu'un specimen oblitéré de *Theodoxus serratififormis* Geyer (Interglaciale ancien selon le schéma allemand).



Cette terrasse loessique possède une hauteur relative de 25 m environ et atteint une altitude de 207 m. L'épaisseur des alluvions est considérable. A Zadebce leur niveau basal, des graviers, se trouve à une profondeur de 45 m, soit à une altitude de 168 m. On en a retiré *Pisidium amnicum* et une dent de *Tichorhinus* sp.

Au présent article est adjointe une coupe schématique des alluvions anciennes déposées par le Bug ou par les rivières qui appartenaient à son réseau. Ces alluvions comblent le réseau préglaciaire des vallées dans le tronçon qui se trouve entre les environs de Hrubieszów et Brześć (longueur à vol d'oiseau environ 144 km). On a projeté sur le plan de la coupe (fig. 25) certaines terrasses et collines avoisinantes. Il s'y trouve entre autres des terrasses enfouies ainsi que des témoins de hautes plaines d'accumulation.

Un autre dessin (fig. 24) représente la coupe transversale d'un tronçon asymétrique du même réseau préglaciaire de vallées y compris les alluvions interglaciaires qui les remplissent à Smolary Rogowe (Mindel—Riss?), les vases de Zbereze déposées durant la période d'approche du glacier (Riss?), ainsi que le delta du Bug du bassin glaciaire à l'Est du Bug. On ne note pas de moraine typique dans la coupe en question (fig. 26).

Étant donné que les coupes de sondages proviennent de vallées soumises plusieurs fois à l'érosion, ni la moraine supérieure, ni la moraine inférieure n'y figurent. Néanmoins à Mielniki près de Małoryta, on trouve au toit de la série interglaciaire de petits blocs cristallins et des fragments non roulés de silex crétacés dont l'écorce est friable. Ces petits blocs n'ont pas été soumis à une action prolongée des eaux courantes, on peut donc les considérer comme étant le résidu d'une moraine postérieure à l'Interglaciaire ce qui permet de traiter les couches surjacentes comme une „série plus récente“ ou „nappe“.

De même que l'Interglaciaire, la „série plus récente“ contient de l'humus et des fibres végétaux mais, par contre, cette série présente très peu de matériaux cristallins. Ces derniers se composent de grains fins, polis, de structure granitique. Il est même difficile d'en trouver. La série interglaciaire contient une assez grande proportion d'éléments locaux (entre autre de la glauconie) dans les couches supérieures, et de matériaux roulés nordiques dans les couches inférieures.

A Brześć (Brest), les profondes vallées préglaciaires sont comblées surtout par des dépôts aquigènes d'une série pré-glaciaire et d'une série pléistocène ancienne. Sur le modelé ainsi comblé, reposent des lambeaux d'une moraine assez typique dont on a extrait entre autres de petits blocs de granit d'un diamètre de 7 à 14 cm (à une altitude de + 110 à + 120 m). Cette moraine (ou bien la surface des argiles plastiques pliocènes dont sont formées les rives des vallées préglaciaires) est surmontée



par une seconde série de sédiments d'eau douce pléistocènes. Une couche interrompue de sable avec petits blocs et même graviers constituant un niveau distinct (1—2 m) apparaît parfois au toit des dépôts ci-dessus.

Les matériaux cristallins se font de plus en plus rares vers le haut. Leur partie supérieure, surtout celle de la deuxième série pléistocène, se compose presque exclusivement de sable fin, de loess composé de poussière quarzeuse ou de limon marneux avec glauconie, de faune marine remaniée ainsi que de galets de calcaire blanchâtre. Elle contient par place de l'humus ou un feutrage végétal très fin. Dans ces circonstances, l'apparition de matériaux cristallins à son toit semblerait témoigner tout au moins de la proximité d'un glacier (troisième glaciation?).

A Brześć (Brest), la série inférieure, pléistocène, contient par places des graviers de matériaux nordiques. On y a trouvé en plus (à une altitude de + 101 à + 104) des intercalations d'humus, des morceaux de fibres et de bois et autres vestiges organiques, particulier des Mollusques quaternaires.

La composition de la série pléistocène ancienne de Brześć indique qu'il s'agit d'une formation interglaciaire, constituée par les matériaux lavés de moraines plus anciennes qui ne se sont pas conservées à l'emplacement de la dite série. Toutefois, les vestiges recueillis ne fournissent aucune indication précise quant au climat qui régnait à cette époque.

Il est permis d'exprimer la supposition que le bassin du Bug au sud de Brześć fut envahi au moins deux fois par des glaciers pléistocènes. Toutefois les coupes étudiées ne fournissent pas d'indications suffisantes pour avancer l'hypothèse d'un nombre plus élevé de glaciations. Ainsi que nous l'avons vu, on trouve la trace d'au moins deux glaciations dans les environs de Chełm. La coupe des environs de la gare de Zawadówka décrite ci-dessus peut aussi être interprétée de manière à suggérer deux avancées glaciaires distinctes au moins.

Dans aucunes des coupes étudiées jusqu'ici on ne trouve deux moraines bien conservées sur la même verticale.



Władysław POŻARYSKI

## Z GEOLOGII CZWARTORZĘDU DOLINY WISŁY POD ZAWICHOSTEM

(z 1 fig. w tekście)

### Streszczenie

Jest to notatka wstępna poprzedzająca opracowanie szczegółowe czwartorzędu doliny Wisły między Zawichostem i Puławami.

W okolicy Zawichosta zachowały się w obrębie pradoliny Wisły w kilku miejscach osady lodowcowe, które pozwalają na ustalenie stratygrafii czwartorzędu z powiązaniem moren i lessów. Są tu dwa pokłady gliny zwałowej przedzielone piaskami fluwioglacjalnymi. Podścielają je żwiry rzeczne Prawisły, pod którymi leżą osady mulkowo-piaszczyste z wkładkami żwirów świadczących o istnieniu jeszcze starszego zlodowacenia. Na morenach leży gruba warstwa lessu pokrywającego wyżyny i schodzącego nisko w doliny. Na less schodzą zsuwy soliflukcyjne i są przykryte przez piaski zboczowe, które zasypały niegdyś całą dolinę. Less i zsuwy powstały w młodszym glacialu, którego ładolód nie dotarł na ten teren.

Jednym z najbardziej interesujących zagadnień w dziedzinie czwartorzędu na terenie Polski jest stosunek wzajemny utworów morenowych i lessów. Obie te facje są obok piasków fluwioglacjalnych najpospolitszymi utworami plejstocenskimi w naszym kraju. Pierwsza z nich ma rozprzestrzenienie bardzo szerokie. Pokrywa znaczną część obszarów niegdyś zlodowoczonych, w północnej Polsce pokrywa ona zwarte przestrzenie, zaś w południowej porwana jest na strzępy na skutek denudacji. Przeciwnie less zajmuje tylko Polskę południową, brak go natomiast w typowym wykształceniu w Polsce północnej. Geneza takiego rozmieszczenia nie znalazła dotychczas dostatecznie udokumentowanego wytłumaczenia. Ogólnie przyjęty pogląd Ludomira Sawickiego (4), iż północna granica zwartej pokrywy lessu zbiega się z zasięgiem zlodowacenia środkowo-polskiego przy dzisiejszym naszym stanie wiadomości o stratygrafii utworów dyluwialnych, nie jest możliwy ani do udowodnienia ani do obalenia. Nie mamy ścisłych i dających się powszechnie stosować podstaw dla identyfikacji stratygraficznej poszczególnych występowania lessu lub gliny zwałowej. Stąd stosunek wzajemny lessów i glin jest w większości przypadków niejasny, prócz nielicznych odkrywek, gdzie występują one w bezpośrednim kontakcie.



Brak kryteriów stratygraficznych można jednak zastąpić w tym przypadku dwiema drogami, albo przez uwzględnienie stosunku utworów facji wyżej wspomnianych do innych często z nią w kontakcie występujących, a posiadających cechy własne, ważne stratygraficznie, albo przez poznanie możliwie pełnego obrazu zjawisk zaszłych w plejstocenie na danym obszarze,

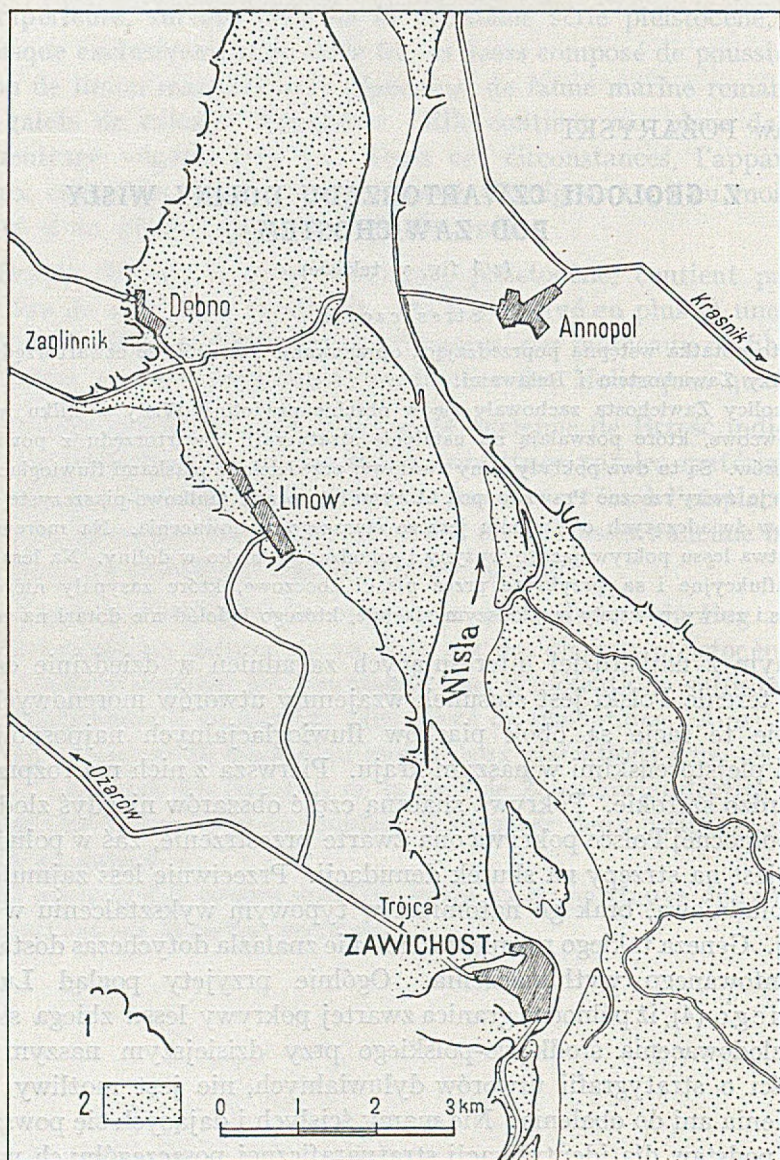


Fig. 28

Szkic sytuacyjny doliny Wisły pod Zawichostem

1. Krawędzie doliny; 2. Tarasy rzeczne akumulacyjne.



co ułatwi ustalenie względnego wieku utworów w poszczególnych odkrywkach. Obie te drogi prowadzą w rezultacie do pełnego w sensie czasu i przestrzeni obrazu plejstocenu na badanym terenie. Ponieważ teren ten leży na północnej granicy zwartej pokrywy lessu możemy zdobyć wiele faktów prowadzących do wyjaśnienia wspomnianego na wstępie zagadnienia.

Teren rozciągający się na północ od Zawichosta ma właśnie cechy wyżej wspomniane. Wisła dostarcza w zboczach swej doliny i w bocznych wąwozach dobrych odsłonień, a żwiry rzeczne i fluwioglacjalne są dobrymi poziomami przewodnimi, obie więc wyżej wspomniane drogi dadzą się tu zastosować.

Obserwacje na tym terenie zacząłem zbierać już przed kilkunastu laty, systematyczne jednak badania czwartorzędu rozpocząłem w 1947 r. Obejmują one szerszy obszar, dolinę Wisły od Zawichosta po Puławę. Przed wykończeniem całości omówię w niniejszej notatce wstępnej ciekawsze wyniki, jakie dało badanie południowego, kompletniej dotychczas przeze mnie poznanego odcinka zamierzonej pracy.

#### OKOLICA ZAWICHOSTA

Miasteczko Zawichost leży na górze, świadku erozyjnym znajdującym się w obrębie doliny Wisły. Jest to pagórek wydłużony w kierunku wschód — zachód oddzielony od wyżyny płaską niziną. Tworzą go w znacznej części skały jurajskie, z których zbudowana jest południowa i wschodnia część pagórka podmywana przez nurt wiślany. Po stronie północnej i zachodniej, ukryte przed niszczącym działaniem erozji rzecznej za cokołem jurajskim, zachowały się kilkadziesiąt metrów grube warstwy osadów czwartorzędowych.

Odsłaniają się one wzdłuż całej krawędzi północnej pagórka, który wznosi się tu przeszło 20 m wysoką krawędzią ponad płaszczyznę niskich tarasów. Powierzchnia szczytowa pagórka jest prawie zupełnie płaska tak, że wygląda on od północy jak rozległy wysoki taras sterczący wyspowo w obszarze młodego tu dna dolinnego. W rzeczywistości nie jest to właściwy taras, o charakterze akumulacyjnym ani erozyjnym.

Badając budowę północnej krawędzi pagórka można wyróżnić kilka kompleksów warstw, które wymienię kolejno od dołu:

Seria piaszczysto-mułkowa — Buduje podstawę zbocza do wysokości kilku metrów ponad poziom dna doliny w części zachodniej, a sięga prawie do szczytu we wschodniej. Jest to kompleks mułków szarych, przeważnie wapnistych, przekładanych piaskami drobnymi — rzadziej grubymi. Zdarzają się soczewki żwirów utworzonych przeważnie z otoczków skał kredowych (lokalnych) z udziałem skał krystalicznych północnych. Spotkałem konkrecje wapienne do 10 cm średnicy (wielkość maksymalna w materiale żwirowym) pochodzące z terenu położonego o parę kilometrów na północ.



Jest to osad wód na ogół wolnopłynących, wśród których pojawiał się chwilami wartki nurt. Kierunek spływu był z północy ku południowi. Osad wypełnił dolinę do znacznej wysokości, bo co najmniej do około 25 m, nad dzisiejszy poziom rzeki.

Seria rzeczna — Powierzchnia wyżej opisanego utworu jest równa na ogół. Jedyne w części wschodniej, w pobliżu samego miasteczka tworzy garb erozyjny, osiągając tu najwyższy poziom. Przykrywa ją seria piasków przeważnie drobnoziarnistych, z nielicznymi wkładkami mułków, oraz ze żwirami złożonymi głównie z otoczków skał jurajskich dochodzących do 20 cm średnicy i parocentymetrowej średnicy ziarn kwarcu, piaskowców, opoki i krzemieni kredowych, rogowców karpackich, krystalicznych skał północnych, oraz kwarcytów kambryjskich analogicznych do odsłaniających się pod Sandomierzem. Spotyka się w nich również obtoczone skamieniałości trzeciorzędowe. Miejscami, szczególnie w dolnej części serii, udział skał kredowych w materiale żwirowym jest bardzo znaczny. Charakterystyczną dla tego kompleksu cechą jest obecność tlenków żelaza, miejscami cementujących piasek lub warstwę kruchego orsztynu. Tlenki te jednak przeważnie zabarwiają piaski na jaskrawożółty kolor.

Jest to utwór rzeczny osadzony w wodach płynących z południa. Wody te erodowały niżej leżącą serię piaszczysto-mułkową. Nie uległa erozji jedynie część mułków ukrytych przed działaniem prądu rzeki po północnej stronie cokołu jurajskiego, na którym stoi miasteczko.

Starsza morena — Na serii rzecznej leżą żwiry i piaski ze znaczną ilością skał krystalicznych północnych i kredowych. W dolnej ich części jest nagromadzenie otoczków gliny zwałowej i ilów warwowych, wielkości do 40 cm średnicy oraz głazów krystalicznych do 20 cm średnicy. Miejscami na żwirach i piaskach serii rzecznej leżą strzępy warstwy ilów warwowych. Barwa gliny zwałowej w otoczkach jest szaro-brunatna.

Jest to rozmyty poziom morenowy, składający się pierwotnie z ilów warwowych przykrytych gliną zwałową, a rozmytych przez szybko płynące wody.

Seria fluwioglacjalna — Piaski w dolnych częściach, w których tkwią szczątki moreny, mają 6 m miąższości. Są one wapienste, na ogół gruboziarniste, przekątnie warstwowane ze żwirami złożonymi w połowie ze skał krystalicznych północnych, w połowie zaś z opoki kredowej wraz z krzemieniami i czertami identycznego typu co i występujące na północ od Zawichosta. Skład i ułożenie tych utworów dowodzi, iż jest to utwór wód fluwioglacjalnych płynących z północy.

Młodsza morena — pokrywa szczyt pagórka na znacznej przestrzeni, w postaci gliny zwałowej 2 m miąższości. Ma ona barwę brunatnawo-czer-



woną i zawiera prócz skał krystalicznych liczne ułamki opoki kredowej. Podściela ją półmetrowa warstwa brunatnego piasku ilastego, z wkładkami tłustego mułku. Odpowiada ona osadom zastoiskowym przed czołem lądolodu, który osadził czerwoną glinę zwałową. Jest to najmłodszy na tym terenie utwór glacialny. Powyżej niego leżą już tylko różnorodne osady lokalnie postglacialne. Są to przede wszystkim lessy.

W zachodniej części pagórka po południowej stronie szosy, między Zawichostem a Trójcą teren obniża się i czerwona glina zwałowa leży bezpośrednio na wyżej opisanej serii rzecznej, gdyż piaski i żwiry fluwioglacjalne wyklinowują się ku południowi. Również i żwiry rzeczne ulegają wyklinowaniu, a glina schodzi coraz niżej, kontaktując z utworami piaszczysto-mułkowymi.

Less główny — Na glinie w miejscu, gdzie schodzi ona w dół spoczywa przeszło 4 m miąższości pokład lessu czystego, odwapnionego o czerwonej powierzchni zglinionej. Znaczna miąższość tego utworu nasuwa jako najbardziej prawdopodobne przypuszczenie, iż jest to odpowiednik lessu pokrywającego sąsiednie wyżyny. Przypuszczenie to znajduje potwierdzenie w licznych odsłonięciach na znacznym, zbadanym dotychczas obszarze doliny Wisły, od Zawichosta do Puław, które będzie omówione w pracy monograficznej poświęconej temu obszarowi.

Piaski wysokiego zasypania — Na lessie leżą piaski warstwowane o warstewkach pochyłonych w kierunku zbocza. Są one różnoziarniste, zawierają w sobie mułek szaro-żółtawy, drobne glaziki i słabo obtoczone bryłki czerwonej gliny zwałowej. Stanowią typowy utwór zboczowy. Dadzą się obserwować w kilku miejscach przy samym Zawichoście po jego północnej stronie, gdzie leżą na lessie głównym lub też na starszych warstwach. Powierzchnia ich sięga do wysokości 160 m n. p. m., co wynosi 25 m nad poziom Wisły. Wszędzie charakteryzują się one uwarstwieniem zgodnym z kierunkiem nachylenia zbocza, oraz zawartością skał bezpośredniego ich podłoża. Na wzgórzu Zawichosta nie są one specjalnie dobrze rozwinięte; najlepiej dają się obserwować w zboczach doliny Wisły.

Less nadległy — Jest to warstwa lessu grubości od 1—2 m, prawie zawsze odwapnionego w całej swej masie. Less jest od góry zgliniony do głębokości około 1 m, w dolnej części często piaszczysty. Pokrywa on północno-wschodnią część płaszczyzny szczytowej pagórka.

Powyższy opis stratygrafii czwartorzędu na wzniesieniu Zawichosta prowadzi do wniosku, iż teren ten był trzykrotnie zlodowacony, przy czym zlodowacenie środkowe od górnego oddziela tylko fluwioglacjał, a zatem są to raczej dwa stadia jednego zlodowacenia. Szczątków najniższej moreny nie dało się stwierdzić. Jednak obfitość glazów krystalicznych północnego pochodzenia w żwirach zawartych w serii mułkowo-piaszczystej wskazuje na jej istnienie.



## OKOLICE DĘBNA (10 km na północny zachód od Zawichosta)

Dolina Wisły w odcinku przelomowym jest dość dokładnie „wymieciona“ ze starszych osadów czwartorzędowych. Jedynie w specjalnie sprzyjających okolicznościach zachowały się one tak jak pod Zawichostem, ukryte za sterczącym w dolinie cokołem jurajskim, lub pod Dębniem i Linowem, gdzie warunki tektoniczno-litologiczne ułatwiły jednostronne rozszerzenie pradoliny.

W Dębnie postglacjalna erozja boczna Wisły nie dosięgła kredowego brzegu pradoliny i pozostawiła nietknięty płat starego czwartorzędu. Głęboko wcięte wąwozy umożliwiają obserwację budowy tych osadów. Najciekawszy jest przeszło kilometrowej długości wąwóz Zaglinnik, uchodzący do doliny Wisły na południowym krańcu zabudowań Dębna. Ściany wąwozu są do 20 m wysokie i odsłania się w nich profil podobny jak w Zawichoście.

Seria mułkowo-piaszczysta oraz seria rzeczna — Nie dadzą się tu one ściśle od siebie oddzielić, gdyż brak jest tu całkowicie żwirów. Są jedynie nieobtoczone nieliczne ułamki lokalnej opoki kredowej. Są to piaski przeważnie drobnoziarniste, żółte i szaro-żółte z wkładkami mułków siwych, wapnistych. Stwierdziłem je w środkowej części wąwozu na długości pół kilometra, do głębokości 6 m poniżej dna wąwozu i tyleż ponad dnem.

Starsza morena — Na piaskach żółtawych leży metrowej grubości warstwa piasku z otoczkami skał krystalicznych i opoki kredowej częściowo glaukonitycznej typu takiego, jaki występuje na północ od Dębna. Wyżej podana kilka do kilkudziesięciu centymetrów grubą warstwą ilów warwowych leży glina zwałowa brunatno-szara o miąższości od 0,7—3 m.

Seria fluwioglacjalna — Piaski kwarcowe ze znaczną domieszką białych ziarn utworzonych z opoki kredowej. Liczne wkładki żwirów ze skał krystalicznych i opoki. Miejscami wkładki drobnych piasków i mułków. Osady te są wapniste, przeważnie przekątnie uławicone i silnie zdyslokowane oraz pofałdowane. Miąższość zmienna od 0—5 m.

Młodsza morena — Nad fluwioglacjałem spoczywa czerwono-brunatna glina zwałowa miąższości 2—4 m, odwapniona do głębokości około 1 m, o powierzchni zbielicowanej.

Wszystkie powyżej wymienione warstwy odsłaniają się w zboczach Zaglinnika na długości pół kilometra, w środkowym odcinku tego długiego wąwozu. Na odcinku tym strome jego ściany mają największą wysokość. Pokład młodszej gliny zwałowej znajduje się prawie pod szczytem ściany. Górną jej krawędź buduje niegruba i nieciągła warstwa lessu głównego przykryta piaskami wysokiego zasypania, na których spoczywa cienki less nadległy.



Less główny — Cienki jego pokład w szczycie ściany wąwozu spoczywa na młodszej glinie zwałowej i grubieje bardzo znacznie w kierunku na południe i północ od osi wąwozu, gdzie tworzy wielometrowej grubości płyty na okalających wyżynach. W dolnym biegu wąwozu schodzi less aż na jego dno ścinając niezgodnie cały wyżej opisany kompleks warstw. Widoczna jego grubość przewyższa tu 10 *m*. Jest to typowy less wapnisty, z warstwą odwapnioną w stropie miąższości 0,5—1,0 *m*.

Powierzchnia lessu podnosi się stromo ku osi wąwozu oraz łagodnie wzdłuż osi, na wschód w kierunku doliny Wisły. Na sto kilkadziesiąt metrów przed jego ujściem powierzchnia lessu głównego tworzy rozległą płaszczyznę słabo bardzo nachyloną ku dolinie Wisły. Less ten pokrył przedlessową rzeźbę terenu warstwą grubości od kilku do kilkunastu metrów, która nadbudowała wyniosłości utworzone z opoki kredowej, lub jak w wąwozie Zaglinnik, z osadów rzecznych i morenowych. Pokrył on zbocza i zszedł nisko w dolinę. Na północ od tego wąwozu, w miejscu gdzie less przytyka do niezbyt w tym miejscu stromej krawędzi pradoliny, widać kopalne spływy rumowiska opoki kredowej na powierzchnię lessu. Są to spływy soliflukcyjne, młodsze od lessu głównego, a starsze od przykrywających piasków wysokiego zasypania.

Piaski wysokiego zasypania — Less główny pokrywają piaski z uławiceniem pochyłonym w kierunku spadku powierzchni lessowego podłoża, zawierające w swym składzie bardzo znaczną domieszkę mulku lessowego, tak że miejscami przechodzą w piaszczysty less zboczowy. Cienieją one szybko i wyklinowują się w górę zboczy. Dał się ustalić ścisły związek między składnikami tego utworu, a materiałem zboczy, z których został on zmyty a ściślej materiałem podłoża zlewni wąwozów i dolinek, w których obrębie występuje. Tak np. wąwóz położony o 0,5 *km* na południowy zachód od Zaglinnika, którego zlewnia znajduje się całkowicie w obszarze pokrytym głębokim lessem, posiada odpowiednik „piasków wysokiego zasypania“ wyrażony w postaci lessu przemytego, nieco tylko wzbogaconego w ziarna piasku. Zwykle piaski te zawierają drobne głaziki skał krystalicznych, kanciaste ułamki opoki kredowej lub toczenie gliny zwałowej i ilów warwowych. Utwór omawiany ma ułożenie tarasowe u podnóża krawędzi doliny Wisły oraz w zboczach bocznych dolinek i wąwozów. W Zaglinniku tworzy on wyraźne płaskie stopnie na całej długości wąwozu. W górnym i środkowym odcinku wąwozu, gdzie zbocza są strome, tarasy występują w postaci wąskich pasów. W dolnej jego części taras ten rozszerza się, łącząc się z odpowiednimi utworami sąsiednich wąwozów w rozległy taras „wysokiego zasypania“. Z reguły te piaszczyste osady mają w podłożu less główny. Kontakt piasków i lessu jest bardzo dobrze odsłonięty w licznych wąwozach rozcinających powierzchnię wysokiego zasypania w Dębnie na północ od Zaglinnika. Wysokość tej powierzchni wynosi 25—30 *m* nad poziom Wisły.



Nazwa, którą nadałem omawianemu utworowi, jest związana z jego genezą. Są to mianowicie piaski zmyte do doliny Wisły z otaczających wyżyn w okresie, gdy nie płynęła nią żadna większa rzeka. Piaski te wypełniły całą dolinę do wysokości dwudziestu kilku metrów ponad poziom dzisiejszej rzeki. Działanie denudacyjne późniejszej erozji rzecznej usunęło te osady prawie całkowicie z obrębu pradoliny. Działała ona niezupełnie równomiernie, co spowodowało wytworzenie się tarasów erozyjnych w serii piasków wysokiego zasypania. Dwa poziomy tarasowe widać w Dębnie poniżej powierzchni wysokiego zasypania sięgającego wysokość 25—30 *m*. Jest tu wyraźny taras 21 *m* wysoki oraz niższy 16—17 *m* n. p. Wisły. Niżej leżący taras 10—13 *m* wysoki jest już tarasem erozyjno-akumulacyjnym. Składa się on głównie z piasków, które nie wszędzie mają tak wyraźnie jasno-rdzawą barwę, jaka charakteryzuje osady wysokiego zasypania. Częste są tu piaski jasnożółte, jasnoszare lub prawie białe, przemyte przez rzekę, z wkładkami dobrze obtoczonych żwirków. Taras ten można obserwować w Trójcy koło Zawichosta, między kościołem i cmentarzem — sam kościół stoi na szczątkowym tarasie wyższym piętnastometrowym.

Less nadległy — Przykrywa wszystkie wyżej wymienione tarasy. W Dębnie daje się dobrze obserwować na piaskach wysokiego zasypania, jest jednak bardzo cienki, zwykle nie przekracza 1 *m* miąższości.

Tarasy akumulacyjne postglacjalne — Są to dwa tarasy: starszy wysokości 5—8 *m* n. p. Wisły, utworzony z piasków rzecznych z wkładkami żwirków, z rzadko występującymi wkładkami mułków, oraz niższy 3—4 *m* taras madowy. Ten ostatni ma najszersze rozprzestrzenienie w dolinie przełomowej, zbudowany jest z kilkumetrowej warstwy ciemno-szaro-brunatnej mady zawierającej w dolnej części ciemną warstwę próchniczną. Mada leży na piaskach białych, dobrze przemytych zawierających nieliczne wkładki mułków i żwirów. Powierzchnia tych piasków odpowiada mniej więcej średniemu letniemu wodostanowi Wisły i koryto rzeczne jest w nie wcięte.

Wyżej wspomniany less nadległy spoczywa również i na tarasie 5—8 *m* wysokim. Stosunek jego do tarasu madowego nie jest jeszcze wyjaśniony. Nasuwa się przypuszczenie, iż jednocześnie z osadzaniem się tego lessu powstał taras madowy.

#### WNIOSKI

Profil stratygraficzny czwartorzędu na tym terenie wraz z interpretacją w ogólnym zarysie jest przedstawiony w poniższym zestawieniu. Zestawienie to ma charakter wniosków tymczasowych, które po ukończeniu badań i gruntownym opracowaniu materiałów mogą ulec zmianom. Z tych względów również nie podaję powiązania z ogólnymi schematami stratygraficznymi, gdyż ono wymagałoby obszernych rozważań nie odpowiadających obecnemu etapowi pracy.



Charakter osadów i zjawisk	Interpretacja
Mady w dolinie i less nadległy na tarasach i na wyżynie	Podniesienie podstawy erozyjnej Wisły w dolnym biegu, tworzenie się lessu
Osady rzeczne średnich tarasów 10—13 m i 5—8 m	Wcinanie się rzeki połączone z akumulacją w ostatnim stadium
Piaski wysokiego zasypania w dolinie powstałe przez zmywanie intensywne ze zboczy	Recesja lądolodu klimat pluwialny dolina na północy zatarasowana
Spływy soliflukcyjne ze zboczy rumowiska kredowego, glin i piasków lodowcowych	Glacjał, lądolód nie sięgnął na teren między Zawichostem a Puławami
Less główny	Transgresja lądolodu
Gлина zwałowa czerwona, młodsza z ilami warwowymi w spągu	Glacjał, lądolód pokrył cały teren
Piaski i żwiry z materiału opoki kredowej i skał krystalicznych typu fluwio-glacialnego	Interstadiał
Gлина zwałowa starsza szaro-brunatna z ilami warwowymi w spągu	Glacjał, lądolód pokrył cały teren
Żwiry i piaski rzeczne z wkładkami mulków. W żwirach przeważa materiał niesiony z południa	Schyłek interglacjału
Mulki i piaski z wkładkami żwirów ze skał lokalnych i pochodzących z północy	Wiąże się ten utwór z glacjałem. Geneza jego nie jest na razie jasna, być może utwór rzeczno-zastoiskowy przy odpływie wód ku południowi.

Istniały na tym terenie co najmniej dwa zlodowacenia, z których młodsze było dwudzielne. Poza tym na północy Polski były również dwa zlodowacenia, które tu nie dotarły.

Less główny powstał przy następowaniu pierwszego z dwóch ostatnich zlodowaceń, które zbliżyło się do wyżyn środkowo-polskich, ale do nich nie dotarło.

Wnioski powyższe nie dają pełnego obrazu przebiegu zjawisk w czwartorzędzie na tym terenie, będzie to możliwe dopiero po pełnym wyzyskaniu



materiałów na całym terenie badań między Zawichostem i Puławami i uzupełnieniu wynikami osiągniętymi przez badaczy pracujących na sąsiednich terenach.

### NAWIĄZANIE DO LITERATURY

Samsonowicz (2 i 3) w opracowaniu geologii arkusza Opatów obejmującego omawiany teren dał dość wyczerpujący obraz stratygrafii plejstocenu. Odkrywki pod Zawichostem interpretuję w zasadzie tak jak i on z tą różnicą, że autor ten nie wymienia w nich całej serii rzecznej i niżej leżącej mulkowo-piaszczystej. W Dębnie brak jest w pracy cytowanej zaznaczenia występowania glin morenowych oraz piasków leżących na lessach. Bardziej szczegółowe i kompletniejsze obserwacje w powyższych punktach osiągnąłem stosując roboty szurfowe i sondowania ręcznym świdrem. W rezultacie pojęcie jednolitości pokładu gliny zwałowej i podścielających ją ilów warwowych uległo rozbiciu na dwa pokłady morenowo-zastoiskowe przedzielone osadem fluwioglacjalnym. Natomiast dwudzielności głównego lessu nie stwierdziłem, jak również lessu podmorenowego, co zresztą wcale nie przeczy ich istnieniu. Wnioski Samsonowicza w tym przypadku uzupełniają wyżej podany profil stratygraficzny. Dwudzielność lessu tyczy mego lessu głównego, natomiast less nadległy nie był przez niego wyróżniony, jak również nic nie wspomina o piaskach wysokiego zasypania.

Niedawno opublikowana praca K. Pożaryskiej (1) o terenie odległym o kilkanaście kilometrów na NW od omawianego zawiera wnioski, z którymi wyżej przytoczone moje wyniki stoją w zgodzie. Nie znajduję jedynie na razie odpowiednika w profilu z nad Kamiennej dla serii piaszczysto-mulkowej spod Zawichosta.

Zdaje się to mało prawdopodobne by odpowiadała im seria zielonych mulków (warstwa III nad Kamienną), gdyż nie zawiera ona tam żwirów krystalicznych, a od serii wyżej leżącej oddzielona jest brukiem morenowym, którego śladów nie stwierdziłem na badanym terenie w spągu piasków i żwirów rzecznych.

Co się tyczy tarasów, to III taras Kamiennej odpowiada wyżej opisanemu 5—8 m wysokości, II taras Kamiennej, to taras madowy, I jest tarasem zalewowym, którego nie wymieniłem z nad Wisły w niniejszej notatce. Pewne wątpliwości budzi w pracy K. Pożaryskiej pojęcie taras IV, 10—13 m wysokości. Jest to częściowo taras wycięty w piaskach wysokiego zasypania tak jak nad Wisłą. Ponieważ jest to taras erozyjny, więc materiał, z którego taras jest zbudowany, może być różny w poszczególnych miejscach.

Sprawę tę jak i wiele innych podobnych wyjaśnię bardziej wyczerpująco w dalszych pracach.



## L I T E R A T U R A

1. Pożaryska K. Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. P. I. G. Biuletyn 52 Warszawa, 1948
2. Samsonowicz J. Objasnienie arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000. Zeszyt 1. P. I. G. Warszawa, 1934
3. Samsonowicz J. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000. Arkusz Opatów. P. I. G. Warszawa, 1934
4. Sawicki Ludomir. Wiadomość o środkowo-polskiej morenie czotowej. Kraków. Ak. Um. Rozprawy A. 21. 1921 pp. 1—42. Kraków, 1922.



Владислав ПОЖАРЫСКИИ

## ИЗ ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ ВИСЛЫ ОКОЛО ЗАВИХОСТА

(с 1 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Нижеследующее является лишь краткой предварительной заметкой касающейся детальной обработки четвертичных отложений долины Вислы, на участке Завихост — Пулавы.

В окрестностях Завихоста сохранились в некоторых местах ледниковые отложения в пределах древней долины (прадолины) Вислы, позволяющие изучить стратиграфию четвертичных отложений и их связь с моренами и лёссом. Находятся здесь два пласта ледниковых глин разделенные между собою флювиогляциальными песками. Эти глины подстилает речной гравий Правислы (древней Вислы) под которым лежат песчанисто-глинистые отложения с прослойками гравия, что свидетельствует о существовании еще одного оледенения.

На моренах лежит мощный покров лёсса простирающийся на возвышенностях и сходящий низко в долины.

На лёсс надвигаются солифлюкционные оползни, покрытые на склонах песками, которые в прошлом засыпали всю долину. Лёссы и оползни образовались в ледниковом периоде, однако порков льда не принимал в этом участия на упомянутой территории.

Проблема геологической структуры долины Вислы, между Завихостом и Пулавами, являющейся на этом участке проломом реки через возвышенности южной Польши, изучается мною в течение многих лет. Нижеследующая предварительная заметка касается только стратиграфии четвертичных отложений в южной части исследованной территории.

В структуре долины Вислы под Завихостом принимают участие известняки и мергели верхнего мальма, а также верхнемеловая „опока“. Дно и частично склоны покрыты четвертичными отложениями — гли-



нами, песками, илами и гравием плейстоценового и голоценового возраста. Профиль этих осадков следующий:

### Характер отложений и явлений

Образование террасы 3 — 4 м состоящей из речных илов в долине реки Вислы и тонкого (1 — 2 м мощности) лёсса более молодого на возвышенностях.

Речные пески средних террас (10 — 13 м и 5 — 8 м).

Пески высокой аккумуляции в долине вследствие интенсивного мытья склонов.

Солифлюкционные оползни со склонов разрушенных меловых отложений, глин и ледниковых песков.

Главные отложения лёсса, мощные несколько метров.

Красная валунная глина младшего возраста с ленточными глинами в подошве.

Пески и гравии из материала меловой „опоки” и кристаллических пород флювиогляциального типа.

Валунные серо-коричневые глины, старшего возраста с ленточными глинами в подошве.

Гравии и речные пески с плыстыми прослойками. В гравиях преобладает материал, нанесенный с юга.

Речные илы и пески с прослойками гравия из местных пород и пород нанесенных с севера.

Предполагается, что на изучаемой территории было по крайней мере два оледенения, из которых младшее было двойным.

Кроме того на севере Польши существовало также два оледенения, которые своим пределом не достигли описываемой территории. Эти два

### Интерпретация

Гляциал на севере Польши, торжество реки Вислы в низовьях, образование лёсса.

Интергляциал — река врежется в твердые породы. Аккумуляция осадков в последней стадии.

Рецессия материкового ледника. Плувиальный климат. Долина запруженная к северу.

Гляциал, ледяной покров не достиг территории между Завихостом и Пулавами.

Трансгрессия ледника.

Гляциал, ледник покрыл всю территорию.

Интерстадиал.

Гляциал; ледник покрыл всю описываемую территорию.

Склон интергляциала.

Эти образования связаны с гляциалом. Генезис их пока неясен; возможно их происхождение из речных заливов при излиянии вод в южном направлении.



последние оледенения оставили лишь частичные, экстрагляциальные отложения. Первое из них было причиной осаждения во время трансгрессии значительной толщи лёсса и солифлюкционных оползней на этот лёсс во время его максимального распространения. Потом пески заполнили долину. Последнее же оледенение отменилось только образованием тонкого, более молодого покрова лёсса.

Установление связи вышеописанных выводов с региональной стратиграфической схемой — пока еще невозможно.



Władysław POŻARYSKI

## FROM QUATERNARY OF THE VISTULA VALLEY NEAR ZAWICHOST

(with 1 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

This is an introductory note preceding a detailed working out of the lower Vistula Quaternary between Zawichost and Puławy.

In the neighbourhood of Zawichost there are still preserved in several places glacial sediments within the Vistula old valley; these sediments let us set up the stratigraphy of the Quaternary in connection with the moraines and loesses. We notice here two layers of boulder clay separated by glacial sands. They are underlain by the river gravels of the old Vistula valley under which still lie silty-arenaceous sediments with intercalations of gravels proving about the existence of an even older glaciation. Upon the moraines there lies a thick layer of loess covering the uplands and descending low into the valleys. Upon the loess lie the solifluction slips which are covered by slope sands which have filled once upon a time the whole valley. The loess and slips were formed within the glaciation the ice of which did not reach the area.

The problem of the geological structure of the Vistula valley between Zawichost and Puławy, representing the break-through sector of this river through the Polish Uplands belt, has been worked out by myself for several years. The present paper is an introductory note and concerns only the Quaternary stratigraphy in the southern part of the investigated area.

The substratum of the Vistula valley near Zawichost is composed of limestones and marls of the Upper Malm, and also the Upper Cretaceous siliceous marls. The bottom and partly the slopes are lined by Quaternary sediments, clays, sands, silts and gravels of the Pleistocene and Holocene. The profile of these sediments from the youngest to the oldest ones, including their interpretation, reads as follows:



The character of the sediments and phenomena	Interpretation
The occurrence of the silty terrace 3—4 <i>m</i> in the Vistula valley, and of the thin (1—2 thick) younger loess upon the uplands.	Glacial in the North of Poland Damming of the Vistula in its lower course, the forming of the loess.
Sandy river sediments of middle (10—13 <i>m</i> and 5—8 <i>m</i> ) terraces.	The cutting in Interglacial the hard rocks by the river together with the accumulation in its last stage.
Sands of a high accumulation in the valley from intensive washing out of slopes.	Recession of inland ice. Pluvial climate. Valley dammed in northern di- rection.
Solifluction slips from the slopes with Cretaceous residuals clays and glacial sands.	Glacial, the inland ice did not reach the terrain between Za- wichost and Puławy.
Main loess up to ca 20 <i>m</i> thick.	The inland ice transgression.
Red, younger boulder clay with varved clays at the bottom.	Glacial, the inland ice covered the whole terrain.
Sands and gravels from the material of the Cretaceous „opoka“ and crystalline rocks of a glaci-fluvial type.	Interstadial.
Older, grey-brownish clay with var- ved clays at the bottom.	Glacial, the whole terrain co- vered with the inland ice.
River gravels and sands with silts intercalations. The material brought up from the south prevails in the gravels.	Decline of the interglacial.
Silts and sands with intercalations of gravels from local rocks and from those from the north.	This formation is bound with the interglacial. Its origin is not yet clear enough as this may be a fluvi-lacustrine deposit form- ed at the time of the outflow of waters southward.

At least two glaciations took place upon the discussed area, the younger of which was bipartite. On the north of Poland, besides, there were also two











Stefan KOZIÓŁ

## BUDOWA GEOLOGICZNA PUSTYNI BŁĘDOWSKIEJ

(z 3 tabl.)

### Streszczenie

Pustynia Błędowska, stanowiąca główny rys morfologiczny dorzecza Przemszy, jest doliną preglacjalną, której pochodzenie należy wiązać z odmłodzeniem dorzecza Przemszy w górnym pliocenie oraz z charakterem litologicznym podłoża podatnego gradacji.

W budowie geologicznej podłoża biorą udział: łupki karbońskie, piaskowce permskie i dolomity kruszczońskie oraz czerwone ily kajprowe.

Pradolina Przemszy zaznacza się wyraźnie w ukształtowaniu utworów plejstoceńskich Pustyni Błędowskiej. Biegnie ona z północy od Golczowic, od najmłodszych w tym rejonie utworów jurajskich, poprzez kajper, dolomity kruszczońskie (wzdłuż kuesty Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej) na południe i na zachód od Starczynowa przez utwory permu i karbonu. Z utworów starszych obrzeżających dolinę występują osady karbonu i permu, wapień i dolomity triasu, ily kajpru i wapień malmu.

Na terenie Pustyni Błędowskiej występują ślady dwóch zlodowaceń i jeden interglacial. Materiał starszego zlodowacenia został całkowicie usunięty, z wyjątkiem resztek moreny na południowym zboczu doliny Małej Pustyni. Piaski pustyni zaliczyć należy do zlodowacenia młodszego (Varsovien). W najniższych częściach doliny występują mulki lessowate, barwy kremowej oraz rumosz. Wyżej leżą piaski, czasem piaski z rumoszem, albo jedno i drugie w naprzemianległych warstwach. W wyższych częściach doliny piaski leżą wprost na skałach podłoża lub na rumoszu. Największą miąższość piasków stwierdzono wzdłuż osi doliny. Skład petrograficzny piasków w wewnętrznej części pustyni nie wykazuje różnic z piaskami w części zewnętrznej. Przeważają tu bardzo dobrze przepłukane, na ogół drobno- i średnioziarniste piaski kwarcowe. Materiał północny jest ubogi. Zasoby piasków obliczono na 2,6 miliarda  $m^3$ . Średnio poziom wody gruntowej znajduje się na głębokości 4—5  $m$  pod powierzchnią.

Praca opiera się na wyniku 142 wierceń, wykonanych na jesieni 1946 r., które Centr. Zarz. Przem. Węglowego zaprojektował przy badaniu obszarów piaskowych na terenie Pustyni Błędowskiej. Kontrolę nad pracą i opracowanie wyników powierzono Stacji Geologicznej w Czeladzi.

Badania te dostarczyły szeregu ciekawych materiałów, których wyniki podaje niżej, jak również dały one podstawę do poznania szczegółów budowy podłoża i jego konfiguracji.



Na obszarze Małej Pustyni, której granice podane są niżej, wierciła firma „Górnik“ z Krakowa, na Dużej Pustyni prace wiertnicze prowadziło Zjednoczenie Robót Wiertniczo-Górnicznych w Sosnowcu. Funkcję kolektora sprawował na Małej Pustyni ob. Sitkowski, na Dużej — autor. Próbkę pobierano co jeden metr lub częściej, w zależności od częstości zmiany warstw. Pierwsze pojawienie się wody w otworze brano za poziom wody gruntowej. Otwory rurowano do końca. Wiercono udarowo. Siatkę otworów, granice obszarów badanych, jak również niwelację punktów powierzchniowych zaprojektowała fachowa komisja Wydziału Podszadzki Płynnej C. Z. P. W. Otwory rozmieszczono co jeden kilometr, a jedynie w miejscach mniej ważnych w odległościach większych.

Wiercenia na Pustyni Błędowskiej miały za cel:

- a) stwierdzić zasób piasków, z podaniem analizy i oceny ich przydatności dla celów podszadzki płynnej,
- b) zbadać stosunki wodne tu panujące, oraz
- c) zbadać geologię podłoża.

Mianem Pustyni Błędowskiej powszechnie nazywamy otwartą przestrzeń gołych piasków nad górnym biegiem Białej Przemszy w okolicy Błędowa, Chechła i Kluczy aż po skraj lasów pomorzańskich od południa i Kuźniczki od zachodu. Drugi, mniejszej powierzchni obszar między Starczynowem, Mazańcem i Olkuszem, zwany Pustynią Starczynowską, leży na południe od Pustyni Błędowskiej.

W pracy mojej omawiam również obszary zakryte (zalesione), nie mające nawet pozoru pustyni, a stanowiące kolosalne źródło zasobów piasku o wielkiej wartości i przydatności dla celów przemysłowych.

Celem łatwiejszej orientacji podzielię cały obszar Pustyni Błędowskiej na dwa regiony. W podziale korzystam na razie z różnic morfologii terenu, bez wgłębiania się w szczegóły.

Małą Pustynią Błędowską będę nazywał przeważnie porośnięte obszary leżące nad dolnym biegiem Białej Przemszy, Sztołą, Jaworznikiem i Kozim Brodem, zamknięte od południa linią, która biegnie z zachodu przez Szczakowę, Ciężkowice, Sierszę aż po Mazaniec na wschód, oraz od północy linią, biegnącą przez zachodnią granicę Starczynowa, Bukowno, Przymiarki i Maczki na zachód.

Wielka Pustynia Błędowska, położona nad Białą Przemszą i Białą zamyka się w granicach Mazańca, Olkusza, Pomorzań, Kluczów i Golczowic od wschodu, Golczowic, Chechła, Błędowa od północy, oraz Błędowa, Kuźniczki, Lasek i Starczynowa od zachodu.

Wymienione obszary obejmują arkusze mapy 1:25 000: „Olkusz“, „Klucze“, „Błędów“, „Sławków“ i „Ciężkowice“. Ułożenie ich, poza wąskim, południkowo biegnącym pasem między Pomorzańcami i Starczynowem, jest równoleżnikowe.



Nie omawiam utworów starszych, będących w bezpośrednim sąsiedztwie obszarów piaskowych, uczynię to bowiem przy omawianiu podłoża podczwartorzędowego obu pustyń. Zaznaczam, że informacje o budowie geologicznej obszarów obrzeżających zaczerpnąłem z mapy geologicznej F. Römera i S. Z. Różyckiego w skali 1:100 000 i nie zajmuję się szczegółowo stratygrafią występujących tu osadów.

Przekroje geologiczne utworów plejstocenijskich przeprowadziłem przez miejsca najcharakterystyczniejsze obu pustyń. Warstwicę podłoża wykreśliłem w odstępie 10 m i starałem się dostosować ich przebieg w partiach wyższych doliny do warstwic utworów starszych — obrzeżających.

Prace wykonałem pod kierunkiem Inż. Doktorowicz-Hrebnickiego, wspomagany jego cennymi uwagami. Nie w mniejszej mierze pomogły mi również wskazówki Dr Rühlego, którego spostrzeżeniami podzielę się w tekście. Osobom tym niech mi będzie wolno w miłym obowiązku złożyć podziękowanie.

#### DOTYCHCZASOWE OPRACOWANIA DORZECZA PRZEMSZY

Morfologię Pustyni Błędowskiej wyczerpująco opracował Lewiński (2), próbując określić jej ukształtowanie przed okresem zlodowacenia. Opisał on dorzecze Przemszy i stwierdził jego odmłodzenie, poprzedzające niezbyt znacznie okres lodowcowy, a więc górno-plioceńskie. Odmłodzeniu uległa również dolina Wisły w granicach jej przełomu między Zawichostem a Puławami wraz z lewymi i prawymi dopływami, a więc z całym systemem, do którego należy również Przemsza. Przyczyną odmłodzenia rzek górnego dorzecza Wisły według tegoż autora było epejrogeniczne wyniesienie wyżyn środkowo-polskich. O plioceńskim wyniesieniu tych wyżyn oraz przełomie Wisły wspomina również Ludomir Sawicki (4). Autor twierdzi, że plioceńska baza erozyjna Wisły leżała nie wyżej od dzisiejszej. Powstanie doliny Bugu odnosi również do okresu górno-plioceńskiego.

Sujkowski (5), badając piaski okolic Olkusza, a więc i Dużej Pustyni Błędowskiej oraz ich stosunek do lessu w okolicy Sławkowa, określa pierwsze jako starsze od moreny starszej (Cracovien).

Z nowszych prac, bo z roku 1946 i 1948, wymienić należy publikacje Żukowskiego (11) i Kwaśniewicza (13). Obie dotyczą bezpośrednio i wyłącznie obszarów Pustyni Błędowskiej. W przypadku Dużej Pustyni spostrzeżenia W. Żukowskiego i moje są zgodne w określeniu podłoża utworów czwartorzędowych.

Natomiast odnośnie charakteru podłoża Małej Pustyni Żukowski wypowiada się następująco: (11, str. 790) „ku zachodowi od Płok, Krzy-



zówki, Podlesia, Diablej Góry, przystanku Bukowno i na południe od Sławkowa w budowie powierzchni przyjmują udział tylko utwory pstrego piaskowca i permu pod powłoką dyluwium". Według tego samego autora podłoże terenu obu pustyn pocięte jest uskokami i szczelinami. Zaś opis utworów plejstocenijskich jest przez autora zupełnie pominięty.

Konfiguracją podłoża piasków Pustyni Błędowskiej zajmuje się również M. Kwaśniewicz, podając co następuje: (13, str. 71) „Na planie warstwicowym podłoża piasków dla całego omawianego obszaru uwypuklają się wyraźnie w części południowej dwie pradoliny, których osie leżą w linii Białej Przemszy—Sztoly i druga w linii Kozięgo Brodu, oddzielone od siebie pasmem wyniosłości do 20 m wysokości względnej, a na północy jedna szeroka pradolina w kierunku dzisiejszej Białej Przemszy. W części środkowej daje się również zauważyć głęboki parów o kierunku północ—południe, który by wskazywał na pierwotne koryto rzeki Baby; jednak większy spadek w kierunku na zachód do doliny Sztoly spowodował zmianę biegu tej rzeki na zachód.“

#### UTWORY STARSZE — PRZEDCZWARTORZĘDOWE, WYSTĘPUJĄCE W NAJBLIŻSZYM SĄSIEDZTWIE PUSTYNI, ORAZ ODWIERCONE W SPĄGU UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Budowa geologiczna terenu jest skomplikowana. Obejmuje on obszar, gdzie pasmo olkusko-siewierskie styka się z kuestą jurajską, na południu zaś sięga do granic niecki wilkoszyńskiej. Utwory triasowe są tu reprezentowane wszystkimi poziomami, znanymi na Śląsku, poczynając od pstrego piaskowca i retu, poprzez wszystkie poziomy wapienia muszlowego, aż po kajper włącznie. We wspomnianym pasmie na ogół są one nachylone w kierunku północno-wschodnim, tak że posuwając się w tym kierunku spotykamy wychodnie coraz to wyższych poziomów stratygraficznych. Na linii Starczyńców—Sławków mamy wychodnię niegrubej tu serii pstrego piaskowca i retu; od Olkusza poprzez Bolesław ku Łosieniowi biegnie dość szerokie pasmo wychodni wapieni muszlowych, do którego od strony północno-wschodniej przylega szeroki obszar występowania osadów kajprowych i graniczących już z jurą osadów retyko-liasowych.

Zachodni, postrzępiony przez erozję brzeg pokrywy jurajskiej biegnie na odcinku pomiędzy Żuradą, Olkuszem, Kluczami, utrzymując kierunek prawie południkowy, po czym skręca koło Chechła w kierunku zachodnim ku Niegowonicom.

Na południowo-zachód od Sławkowa mamy nieduży obszar występowania warstw permskich, dalej zaś po południowej stronie Przemszy rozpo-



ściera się obszar występowania karbonu. Na południe od Sztoły poza karbonem występują znowu obszary permskie, a dalej ku zachodowi utwory triasowe.

Wymienione utwory są odsłonięte głównie na wyniosłościach terenu, gdzie zostały one dokładnie zbadane i skartowane; znaleziono w nich dużą ilość uskoków i lokalnych sfałdowań. Większe wyniosłości terenu są związane tu głównie z pasmami wychodni bardziej odpornych wapieni i dolomitów-triasowych oraz wapieni jurajskich, a obniżenie przypada na obszary występowania kajpru, retyko-liasu, permu i karbonu.

Obniżenia terenu są przeważnie zapełnione osadami plejstoceniowymi, głównie piaskami i szutrami. Odsłonięć skał starszych brak jest prawie zupełnie, a zwłaszcza na obszarze obu pustyni, gdzie o charakterze podłoża można mówić jedynie opierając się na wynikach otworów wiertniczych.

Konfiguracja poddyluwalna podłoża terenu jest przedstawiona na sporządzonym planie warstwicznym podłoża, na którym również zaznacza się schematycznie zasięg piasków. Te ostatnie wzdłuż wschodniej granicy obszaru na niektórych zboczach wzgórz między Podlesiem a Krzyżówką uzyskują wysokość około 350 m i 340 m między Mazańcem a Olkuszem, oraz 350 m koło Pomorzana, idąc dalej na północ wzdłuż krawędzi jurajskiej otwór 142 koło Golczowic notuje piaski na wysokości 335 m. Na wzgórzach północnych piasek osiąga mniej więcej wysokości 330 m n. p. m.

Południkowy pas powierzchni doliny piaskowej o szerokości około 2 km, biegnący od Kluczów aż do Starczynowa utrzymuje się wyraźnie na całym odcinku na poziomie 320 m, zaś na zachód od Starczynowa zauważyć można wyraźny spadek powierzchni do wysokości 310 m i konsekwentne obniżanie się jej w kierunku zachodnim.

Na ogół powierzchnia morfologiczna obu pustyni, rozciągających się równoleżnikowo zapada wyraźnie w kierunku zachodnim (poza wspomnianym wyżej pasmem południkowym), uzyskując koło Błędowa i Kuźniczki poziom 300 m. Mała Pustynia natomiast koło Maczek, a więc w skrajnej, zachodniej części doliny utrzymuje się na wysokości 260 m i rzecz charakterystyczna, że piaski na północnym i południowym skrzydle Małej Pustyni utrzymują się prawie na jednakowych wysokościach, czego nie widać na Dużej Pustyni, gdzie granica wschodnia piasków zdecydowanie góruje nad zachodnią. Kierunek łagodnego zapadania na zachód powierzchni piaskowej, która ma tu charakter raczej tarasu, podkreślony jest przez spadek rzek odwadniających dolinę.

Biała Przemsza i Biała erodują powierzchnię piaskową, rozwijając swoje doliny i wcinając się na kilka metrów. Szerokość doliny Przemszy w niektórych punktach dochodzi do około 200 m, np. koło papierni „Klucze“ i jakieś 100 m koło Błędowa, gdzie na lewym brzegu odłożone są utwory mulasto-



torfiaste porośnięte trawą. Piaski leżące po prawej stronie rzeki, które tworzą miejscami dość wysoki brzeg w postaci skarpy, podcinany przez wody Przemszy. Widać tu dość wyraźnie, że Przemsza na terenie pustyni przesuwa swoje koryto na północ. Na Małej Pustyni proces erozyjny rozwija rzeka Sztoła, jako największa, oraz Kozi Bród i Jaworzniak, jak również Biała Przemsza w swoim dolnym biegu. Najniższe punkty powierzchni Małej Pustyni biegną wzdłuż biegu rzeki Sztoły i dolnego odcinka Białej Przemszy.

W zakres mojej pracy nie wchodziło badanie geologiczne obrzeżenia pustyni, ponieważ szczegółowe kartowanie jest tu przeprowadzone przez St. Doktorowicz-Hrebnickiego, F. Rutkowskiego, A. Tokarskiego i S. Z. Różyckiego. Nadmienię tu jednak, że spośród wymienionych wyżej utworów starszych bezpośrednią granicę obszarów piaskowych tworzą: Na Dużej Pustyni — od wschodu — dolomity i wapienie triasu w okolicy Starczynowa, dalej jura biała koło Mazańca, następnie znowu dolomity i wapienie triasu aż po Olkusz Stary, po czym długie pasmo kuesty jurajskiej, ciągnące się od Olkusza Starego przez Pomorzany, Klucze do Golczowic od wschodu i aż do Chechła od północy, pojedyncze wysepki kajpru w północno-zachodniej otwartej części doliny, pasmo lessu od zachodu; od tego miejsca, gdzie Biała Przemsza zmienia gwałtownie kierunek z zachodu na południe wzdłuż rzeki Białej aż do Bolesławia, po czym aż do Starczynowa — dolomity i wapienie triasu. Najmłodszego prawdopodobnie w terenie lessu nie należy zaliczać do utworów starszych, a wymieniam go tu dlatego, że stanowi on składową część granicy obrzeżającej.

Na Małej Pustyni w części południowej w kierunku wschodnim ciągnie się — pasmo retu, dolomity i wapienie triasu, w okolicy Sierszy i Boru Biskupiego występują — perm i dalej na wschód znowu ret, dolomity i wapienie triasu; w części północnej w kierunku zachodnim — dolomity i wapienie triasu, dalej w okolicy Sławkowa — perm i w odległości mniej więcej jednego kilometra od ujścia Sztoły do Przemszy — karbon produktywny.

Hipsometrycznie utwory starsze trzymają się przeważnie granicy 340—350 *m n. p. m.* — z wyjątkiem zachodnich części obu Pustyń, gdzie poziomy są o kilkanaście metrów niższe, oraz kuesty jurajskiej, której krawędź sięga przeważnie do 370 *m n. p. m.*

Przechodząc do omówienia budowy geologicznej podłoża, zaznaczyć należy, że nie wszystkie odwiercone otwory trafiły do podłoża czwartorzędu; poważną przeszkodą były tu względy natury technicznej, szczególnie w najniższych partiach doliny, gdzie otwory zatrzymywały się w serii rumoszu o miąższości kilku metrów, względnie na pojedynczych większych odłamekach skał. Zdecydowanie czy materiał tu występuje *in situ*, czy też został naniesiony, było nieraz bardzo trudne; przy rozwiązywaniu wykorzystałem też wyniki wierceń podane przez W. Żukowskiego (11). Na planie budowy podłoża Pustyni zaznaczone są innymi znakami otwory, które



sięgnęły w spagu utworów plejstocenijskich — warstw starszych. Na Dużej Pustyni dość duża ilość otworów potwierdziła na ogół występowanie czerwonych, plastycznych, tłustych ilów kajprowych. W niektórych otworach czerwone ily posiadają cienkie wkładki (około 4—5 *cm*) szarych utworów ilastych i plastycznych. Ily te silnie burzą się z kwasem solnym, w stanie wysuszonym pękają na drobne kanciaste fragmenty. W otworze 97, około 500 *m* na zachód od Lasek, nad rzeką Białą, niedaleko w górach bolesławskich, natrafiono pod 7-mio *m* pokrywą piaskową na ciemnoszare wapniste ily dolnego kajpru, których miąższość wynosiła 2 *m*. Natomiast pozostałe południkowo biegnące pasmo Pustyni, gdzieś od otworu 115, aż po Starczynów na południe, odcina się wyraźnie charakterem litologicznym podłoża od wyżej wspomnianego obszaru. Otwór 115 po przebicciu utworów dyluwalnych stwierdził w spagu występowanie dolomitów kruszonośnych. Otwór 92 koło Sztolni Ponikowskiej, na wysokości południowego krańca wsi Pomorzany oraz otwór 86 przy szosie Bolesław—Olkusz notuje występowanie tych samych warstw; podobnie charakteryzują spag utworów czwartorzędowych otwory 81, 76 i 77.

Na Małej Pustyni otwory stwierdziły w podłożu występowanie czerwono-wisniowych ilów permjskich wapnistych, pękających również w stanie wysuszenia na drobne fragmenty. Ily te zawierają drobne okruchy kwarcu lub wapienia. W otworze 33 w południowej części doliny spotykamy ily barwy różowo-liliowej, plastyczne, tłuste nie zawierające żadnych ułamków twardych skał. Spotkane piaskowce permjskie w otworze 60 są barwy jasnoszarej, bardzo drobnoziarniste, kruche. Na północnym skrzydle doliny w otworze 65 widoczne są charakterystyczne, mało zwięzłe, piaszczyste ily cętkowane, barwy popielato-fioletowej, które są odpowiednikiem tufów porfirowych. Zachodnią część doliny charakteryzują utwory karbońskie. Niektóre otwory (16) napotkały piaskowiec arkozowy gruboziarnisty, inne odsłoniły szare ily plastyczne, lub ily szare piaszczyste (27, 15, 32) z ułkami łupków lub węgla, a które prawdopodobnie są eluwiami warstw łupkowych.

W związku z charakterem litologicznym podłoża dodać należy, że potwierdzeniem moich wyników badań na terenie Dużej Pustyni są dane 13 wierceń poszukiwawczych, które miały za cel badanie wyłącznie utworów starszych. Wszystkie z nich doszły do warstw poszukiwanych, a mianowicie — dolomitów kruszonośnych. Porównanie wierceń piaskowych z wyżej wymienionymi wierceniami daje wyniki podobne w określeniu charakteru podłoża, stwierdzające występowanie kajpru i dolomitów, ale częściowo różne w konfiguracji podłoża dla niektórych odcinków terenu (miąższość utworów dyluwalnych dla jednych i drugich otworów osiąga różne wartości). Charakter Małej Pustyni opiera się wyłącznie na podstawie uzyskanego materiału z odwierconych otworów. Zaznaczyć należy, że i tu szereg otworów zatrzy-



mano w warstwach bliżej nieokreślonych. Chodzi tu szczególnie o pewne południowe partie doliny między Borem Biskupim a Czyżówką oraz wzdłuż biegu Koziego Brodu; otwory zatrzymywały się tu najprawdopodobniej w zwietrzelinie zboczowej.

Budowa geologiczna podłoża utworów plejstocenijskich obu Pustyni przedstawia się więc następująco (patrz plan budowy geologicznej podłoża): W skrajnie północnej części Dużej Pustyni — jura (otw. 140, 136, 139, 132, 131). W pozostałej części poza wąskim pasem, biegnącym południkowo od Kluczy przez otwory 115, 110, 92, i dalej na południe przez otwory 86, 81, aż po Starczynów, gdzie otwory potwierdziły występowanie dolomitów kruszczo-nośnych, leży po obu jego stronach kajper, dochodzący na południe do linii równoleżnikowej Laski—Pomorzany, z wyjątkiem małego szczątku jury białej (otw. 113) pod 12 m warstwą piasku w środkowej części Pustyni, w odległości mniej więcej 2 km od Błędowa. Pozostała południowa część Dużej Pustyni, a więc obszar między Mazańcem, Starczynowem i Olkuszem aż gdzieś do linii poprowadzonej przez otwory 62, 63 i przedłużonej na północno-zachód, nasuwa duże wątpliwości przy określeniu jego podłoża. Uzyskane próbki z otworów 74, 78 i 79 są dolomitami barwy kremowej i petrograficznie bardzo przypominają serię górnego wapienia muszlowego; próbki posiadają taki sam charakter, jak materiał uzyskany z otworu 75, którego umiejscowienie na wysokości 350 m n. p. m. natrafiło na wychodnie tych osadów pod cienką warstwą piasków nawianych. Uzyskany materiał z otworów równie dobrze może być zsypanym z wyższych partii utworów starszych — rumoszem.

Żukowski (11, str. 790) charakteryzuje w swojej pracy podłoże tego obszaru, wypowiadając się w tej sprawie następująco: „Wapień falisty Bukowna i Starczynowa ciągnie się pod pokrywą piasków Pustyni Starczynowskiej ku południowi, łącząc się z wapieniem falistym okolic Diabłej Góry i Podlesia“.

Na Małej Pustyni na zachód od wspomnianej linii, przechodzącej przez otwory 62, 63 w kierunku Boru Biskupiego z jednej, a Sławkowa z drugiej strony, aż do ujścia Sztoły do Przemszy występuje perm. Resztę podłoża tej doliny poza niektórymi punktami okolic Podlesia, Czyżówki oraz wzdłuż Koziego Brodu na zachód, o czym wspominałem wyżej, stanowią łupki i piaskowce karbonu produktywnego.

Omawiając konfigurację podłoża, przypomnieć należy, że opiera się ona na sieci wierceń rozmieszczonych w odstępach 1 km i wobec tego wiele ciekawych szczegółów mogło być ominiętych. Jedyne jak widać na planie warstwicowym podłoża, uwidaczniają się dwa charakterystyczne szczegóły, a mianowicie: wąska, głęboka dolina oraz prawie równoległe do niej w północnej części biegnący garb. Wspomniana dolina zdaje się być niczym innym, jak osią pradoliny Białej Przemszy, biegnącą z utworów jurajskich w kierunku



zachodnim, która w okolicy Kluczy zmienia gwałtownie kierunek ku południowi wzdłuż kuesty jurajskiej, między Pomorzaniem, a mniej więcej szosą Bolesław—Klucze. Następnie na wysokości otworu 92 oraz południowego krańca wsi Pomorzany, wcina się w seię dolomitów kruszconośnych, zwężając przy tym swą rozpiętość do około 2 *km* między Bolesławem a Olkuszem. Kierunek południowy ostro wciętej doliny zachowuje się aż do Starczynowa; dalej pradolina uzyskuje kierunek zachodni, trzymając się utworów triasowych. Dopiero na wschód od Boru Biskupiego wchodzi na ility permskie i łupki karbońskie, rozszerzając wybitnie swoje granice. Jak wynika z niwelacji punktów, dno pradoliny biegnie na wysokości 310 *m* w okolicy Golczowic, po czym stopniowo spada do wysokości 240 *m* w zachodnim odcinku Małej Pustyni Błędowskiej. Zauważyć również można, że pradolina biegnie z warstw najmłodszych — jurajskich, aż do najstarszych — karbońskich przez kajper, dolomity kruszconośne i perm i że wzdłuż wymienionej osi utrzymują się największe miąższości utworów czwartorzędowych, których profile są bardzo podobne np. profil otw. 87 nie odbiega od profilu otworu 115.

Wspomniany wyżej garb biegnie z Lasek aż do Chechła, utrzymując się na poziomie 296—310 *m*. W okolicy otworu 114 przecina go prostopadle biegnąca do niego dolina.

Mała Pustynia Błędowska, poza wysadem permu w okolicy Boru Biskupiego, łagodnie opada na zachód, osiągając poziom około 240 *m*.

Istniejące na terenie Pustyni Błędowskiej rzeki Baba, Kozi Bród, Jaworznik i Sztola, jako małe strumyczki wpadały prawdopodobnie do pradoliny Przemszy. Powstanie doliny Pustyni Starczynowskiej przypisać należy przypuszczalnie rzece Babie, która posiadając niską podstawę erozyjną, erodowała silnie podłoże.

W konfiguracji podłoża Pustyni Starczynowskiej zwracają jeszcze na siebie uwagę otwory 76, 77, 78 i 79 leżące na linii północnej granicy Starczynów — Mazaniec; i tak: otwory 76 i 79 docierają do poziomu około 320 *m*, zaś 77 i 78 do około 312 *m*, co wskazywałoby poniekąd na istnienie jakiegoś garbu, który niewątpliwie przepiłowały wody Praprzemszy, rozwijając w nim dolinę. Dodatkowe, zagęszczone wiercenia mogłyby dopiero definitywnie stwierdzić jego występowanie oraz uchwycić miejsce występowania przełomu. Otwory leżące na południowej i północnej stronie tego garbu osiągają poziom 280 *m* i 260 *m*; otwory 77 i 78, aby uzyskać ten poziom, należałoby pogłębić o jakieś 30—40 *m*, co jednak okazałoby się prawdopodobnie niemożliwe ze względu na to, że wynoszony przy wierceniu materiał wskazywał na bliskość podłoża, a mianowicie serii dolomitów kruszconośnych. Prowadząc warstwice podłoża w tym miejscu nie brałem pod uwagę wymienionych czterech otworów, natomiast uwzględniłem istnienie wspomnianego wylomu.



## KSZTAŁT I GENEZA ZAGŁĘBIENIA PUSTYNI BŁĘDOWSKIEJ

Pustynia Błędowska posiada dwukierunkowe pochylenie równoleżnikowe i południkowe. Ten ostatni kierunek stanowi wąski pas biegnący od południowego krańca wsi Pomorzany aż do Starczynowa, przecinając po drodze wapienie i dolomity triasu. Części równoleżnikowe tworzą doliny szerokie, dochodzące swą rozpiętością do kilku kilometrów (8—9 km), a podłoże, na którym powstały, składa się z materiałów ilastych i łupkowych, względnie piaskowcowych, słabo zdiagenezowanych lub zwietrzałych. Należy zwrócić uwagę, że na odcinku między Bolesławiem a Olkuszem występują z jednej strony dolomity kruszczośne — z drugiej koło Olkusza (otw. 88) — wapienie triasowe. Poziom hipsometryczny wapieni jest wyższy (360 m) od poziomu dolomitów kruszczośnych (340 m). W stratygrafii wapienie znajdują swoje miejsce pod dolomitami. Ten drobny szczegół rzuca podejrzenie na istnienie tu uskoku, który by biegł od Pomorzany w kierunku Starczynowa. Być może, że ewentualny uskok wykorzystywały wody Praprzemyszy.

Pustynia Błędowska posiada w podłożu dolinę preglacialną. Lewiński (2) wiąże jej powstanie z odmłodzeniem dorzecza Przemyszy w okresie górno-pliocenijskim. Pustynia Błędowska tworzy zasadniczy rys morfologiczny całego dorzecza i zdaje się, że charakter litologiczny podłoża, podatny procesom gradacji, w głównej mierze przyczynił się do powstania tak rozległych i głębokich dolin. Nie jest wykluczone, że zjawiska tektoniczne również brały w tym udział. Praca erozyjna rzek była tu niewątpliwie silna, na co wskazuje chociażby zupełny brak utworów kajprowych wzdłuż kuesty jurajskiej. Silny przepływ wód przez dolinę objawia się również w utworach plejstocenijskich.

## CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Przechodząc do charakterystyki utworów dyluwialnych zaznaczyć należy, że kierunek pochyłości podłoża zgodny jest na ogół z morfologią dzisiejszej doliny, poza wymienionym wyżej pasem południkowym. Przeprowadzone przeze mnie przekroje geologiczne na linii Sławków—Ciechówce oraz Klucze—Okradzionów ilustrują charakter ułożenia warstw, który przedstawia się następująco: Na Małej Pustyni w partii najniższej doliny zaznacza się 4 m warstwa mułku lessowatego, barwy żółtej, lub popielato-kremowej, nad mułkami układają się bezpośrednio piaski, w niektórych przypadkach piasek z rumoszem w postaci stosunkowo cienkich warstw, względnie wzajemne przeplatanie się jednej warstwy z drugą. W partiach wyższych doliny, a więc na jej skrzydłach — piaski spoczywają bezpośrednio na podłożu macierzystym, lub na zwietrzelinie zboczowej. W pojedynczych przypadkach mułki lessowate barwy żółtej, silnie piaszczyste, występują również w wyższych partiach doliny np. między Borem Biskupim, a Podlesiem. Miejsce to charakteryzuje się zagłębieniem, w którym osadziły się wspomniane utwory,



jako produkty spokojnej lokalnej sedymentacji. W wyjątkowym przypadku koło Ciężkowic piaski spoczywają bezpośrednio na glinie zwałowej barwy szarej (otw. 8, 9, 10, 20).

Na Dużej Pustyni profil ilustruje w spągu w partiach najniższych doliny — rumosz, nad nim na przemian przeplatające się warstwy piasku i piasku z rumoszem. Podobny obraz otrzymamy, przeprowadzając przekroje przez otwór 92 i 93 wzdłuż Sztolni Ponikowskiej, oraz przez otwory 87 i 86 wzdłuż szosy Bolesław—Olkusz. W partiach wyższych rozleglejszych, a mianowicie między Białą a Białą Przemszą, podobnie jak na Małej Pustyni piaski spoczywają na utworach starszych bezpośrednio, lub poprzedza je czasem cienka warstwa drobnego rumoszu ze żwirem.

Mając przedstawiony powyżej rys profili plejstocenijskich obu pustyni, chciałbym bliżej scharakteryzować poszczególne ich warstwy.

#### UTWORY MORENOWE

Na południowym skrzydle koło Ciężkowic napotkano w otworach szarą glinę zwałową na poziomie 280 *m*; jaka jest jej miąższość nie można ustalić. Żaden otwór bowiem nie osiągnął jej spągu. Otwory 20, 8, 9, 10 stwierdziły następujące miąższości gliny zwałowej: 2,7 *m*, 2,6 *m*, 14 *m* i 4,5 *m*. Gлина jest odwapniona i zawiera dużo ułamków kwarcowych i glazików. Nie ulega wątpliwości, że pozostały płat moreny stanowi resztę utworów zlodowacenia starszego (Cracovien), które pokrywało całą Pustynię Błędowską.

**M u ł k i.** Na Małej Pustyni występują mulki barwy kremowej lub żółtej, których miąższość dochodzi do 4 *m* i zajmują przeważnie najniższe partie doliny oraz te miejsca, w których sedymentacja miała przebieg najspokojniejszy. Na Dużej Pustyni występują mulki szaro-zielone (otw. 114 i 122), zajmując wyższe poziomy doliny (300 *m*), jak również w pobliżu jej osi. Miąższość ich dochodzi do 10 *m*. W mulkach występują pojedyncze szczątki roślin, okruchy brunatnych torfów, oraz w kilku przypadkach ułamki amfibolu. Powstanie mulków należało by wiązać z erozją, a następnie z akumulacją, jaka miała miejsce w okresie środkowego interglacjału.

**R u m o s z.** Napotkany na zbadanym terenie rumosz nie posiada zazwyczaj cech dalekiego transportu. Przeważa w nim materiał kanciasty, ostry, nieobtoczony, dość dużych rozmiarów, dochodzący nieraz do 8 *cm*. Rumosz, względnie w niektórych przypadkach rumosz zmieszany częściowo ze żwirem, jest pochodzenia lokalnego, a o charakterze jego decydują występujące w bezpośrednim sąsiedztwie formacje osadów starszych. W skład rumoszu na Małej Pustyni wchodzi: wapienie i dolomity triasu, zlepieńce myślachowickie, rzadko glaziki, nieokreślone bliżej piaskowce, lidyty, a tylko w dwóch otworach (17 i 30) stwierdzono występowanie ułamków i otczaków granitu, dochodzących do wielkości około 8 *cm*. Na Dużej Pustyni występuje rumosz,



składający się z wapieni zbitych, barwy cielistej, pochodzenia jurajskiego, krzemieni jurajskich, ułamków kwarcu, oraz pojedynczych gładzików. Rozmieszczenie tego materiału przebiega na ogół zgodnie z osią doliny. Rumosz występujący na podłożu nie różni się charakterem litologicznym od rumoszu osadzonego jako warstwa w piaskach. Występowanie jego na różnych poziomach świadczy o silnym, częstym i zmiennym przepływie wody rzek lodowcowych.

**Piaski.** Piaski na Pustyni Błędownskiej tworzą materiał warstwowany. Podczas wiercenia nie udało się uchwycić tego szczegółu, udało się natomiast uchwycić granicę poszczególnych warstw piasków, różniących się kolorem lub grubością ziarn. Obszar pustyni w jej zachodnich partiach podlega bezustannemu działaniu wiatrów, powodującemu wynoszenie materiału piaskowego. Wywiany piasek gromadzi się na wyższych poziomach, utworów starszych, tworząc tu nieraz wydmy.

Zwrócono również baczną uwagę na skład petrograficzny piasków. Dokładnie zbadano za pomocą lupy binokularnej próbki z szeregu otworów zarówno z centralnej jak i peryferycznej części obszaru. Badania te nie wykazały żadnych różnic poza tym, że w piaskach części brzeżnych, występuje cokolwiek więcej ziarn wapiennych. Piaski na ogół drobno- i średnioziarniste stanowią materiał dobrze przepłukany, kwarcowy, dość dobrze obtoczony, świecący, barwy żółtej, rzadziej szarej; zawierają ziarna skalenia, mniej granitu, dość dużo ziarn cyrkonu, litytu, rzadko ziarna granatu, dużo natomiast spotyka się ziarn kwarcu mlecznego, a tylko w jednym przypadku spotkano kilka ziarn glaukonitu.

Na Małej Pustyni występuje więcej piasków szarych. Ciężar gatunkowy piasku waha się w granicach 2,63—2,68  $g/cm$ , a więc prawie tyle co czysty kwarc. W skali granulometrycznej piasku większą część stanowi materiał zawarty między 0,15—0,5  $mm$  (około 75%). Materiału drobniejszego, od 0,15  $mm$  występuje stosunkowo bardzo mało (około 12%). Pozostałą część stanowią piaski grube i bardzo grube. Dane powyższe opieram na podstawie przeprowadzonej analizy sitowej. Do analizy brano materiał z poszczególnych otworów co jeden metr — przesiał wykonano około 2000.

Wartość przemysłowa piasków Pustyni jest bardzo duża, wszystek bowiem materiał może być z powodzeniem zużyty przez przemysł węglowy przy podsadźce pływnej.

Największe miąższości piasków występują na omówionej osi pradoliny Przemszy, dochodząc tutaj do 45  $m$  grubości. Na Dużej Pustyni między Białą a Białą Przemską miąższość ich dochodzi średnio do 17  $m$ . W partiach wyższych doliny Małej Pustyni grubość warstw piaskowych wynosi od 10 do 15  $m$ .



## STOSUNKI WODNE NA PUSTYNI BŁĘDOWSKIEJ

Jak wspomniano na początku artykułu pojawienie się wody w otworze notowano jako poziom wody gruntowej. Robiono również próby pomiaru wody po całkowitym zakończeniu otworu, pomiary te były jednak sprzeczne z poprzednimi, gdyż wykazały kilka, a nawet kilkanaście metrów niższy poziom hydrostatyczny, co spowodowane było zamknięciem dopływu wody przez zarurowanie otworu, które dochodziło do warstw nieprzepuszczalnych. Dlatego pomiarów tych zaniechano i nie brano ich w ogóle w rachubę przy pracy nad planem warstwicowym wód gruntowych. Z obliczeń wynika, że średni poziom wód gruntowych na Małej Pustyni Błędowskiej, z wyjątkiem wysadu permskiego w okolicy Boru Biskupiego oraz skrajnie północnego i południowego skrzydła doliny, utrzymuje się na głębokości 4 m od powierzchni, na Dużej zaś na głębokości 5 m. We wspomnianym wysadzie Boru Biskupiego oraz w północnym i południowym skrzydle Małej Pustyni poziom wody dochodzi średnio do głębokości 9 m.

Jak wynika z planu warstwicowego wód gruntowych, wody te odprowadzane są: na Małej Pustyni przez rzeki Sztołę, Jaworznik i Kozi Bród, na Dużej przez Białą i Białą Przemszą. Rzecz charakterystyczna, że na obszarze Pustyni Starczynowskiej zaznacza się pewnego rodzaju dział wodny. Część wody z tego obszaru spływa na Dużą, a część na południe — na Małą Pustynię. Widać również, że wody obu Pustyni prawie, że są izolowane od siebie i nie kontaktują się. Jest to bardzo ważny szczegół przy eksploataowaniu piasków. Po uregulowaniu bowiem Białej Przemszy i zbudowaniu dla niej koryta nieprzepuszczalnego, wody z Dużej Pustyni mogą być odprowadzane bez nawadniania obszarów Małej Pustyni i na odwrót — odwodnienie Małej Pustyni nie spowoduje zalania jej obszarów wodami znajdującymi się na Dużej Pustyni. Biała Przemsza spełnia rolę rzeki nawadniającej i odwadniającej Dużą Pustynię, natomiast Sztoła na obszarze Małej Pustyni jest rzeką wyłącznie odwadniającą. Plan poziomu wód gruntowych na Dużej Pustyni wskazuje na trzy zagłębienia: jedno w otworze 85 tuż przy Bolesławiu, drugie koło Olkusa Starego, trzecie w otworze 128 koło Kluczy. Dwa pierwsze zagłębienia spowodowane są robotami górniczymi. Zagłębienie w okolicy Kluczy wiąże się z występującą tu szczeliną, o której istnieniu poinformował mnie prof. Rutkowski.

Na ogół we wszystkich otworach wiertniczych nie zauważyłem silniejszego przyływu wody, poza otworem 113, w którym po dojściu do warstw jurajskich zaznaczył się krótki, intensywny przyływ, spowodowany widocznie silniejszym ciśnieniem hydrostatycznym.

Na Stacji Geologicznej w Czeladzi przeprowadziłem szereg prób celem obliczenia wolnych przestrzeni w piaskach. Prób tych dokonałem w sposób następujący: do cylindra szklanego wsypywałem w określonej objętościowo



ilości suchy piasek i ubijałem go, po czym pipetą kalibrowaną wprowadzałem do niego wodę tak długo, aż na powierzchni piasku w cylindrze pojawił się pierwszy ślad lustra. Odczytywałem wtedy ubytek wody z pipety. Ubytek ten jest cyfrą, która wskazuje na ilość wolnych przestrzeni w piaskach, a które wypełniała woda. Okazało się, że cyfra ta wynosi prawie 1/3 (0,31) objętości wspanego do cylindra piasku. Tyle prawdopodobnie wolnych przestrzeni znajduje się w piaskach Pustyni Błędowskiej, które wypełnione są wodą.

#### ZASOBY PIASKÓW

Na podstawie przeprowadzonej analizy w kierunku określenia wartości piasków pod względem ich przydatności dla celów przemysłowych, a ściślej dla zastosowania ich do podsadzki płynnej, uzyskano średnie miąższości warstw nadających się do eksploatacji otworów dla całego obszaru, które podają: Mała Pustynia Błędowska — średnia dla każdego otworu wynosi — 19,7 *m*, dla Dużej Pustyni — 17,6 *m*. Średnia dla całego obszaru Wielkiej i Małej Pustyni wynosi 18,6 *m*.

Z pomiarów głębokości wody wynika, że na całym obszarze Dużej i Małej Pustyni seria piasków, sięgająca lustra wody wynosi mniej więcej 1/3 wartości bezwzględnej przekroju.

Przy obliczaniu zasobów złóż piaskowych na terenach Dużej i Małej Pustyni posługiwano się wykonaną przeze mnie mapą warstwicową w skali 1:25 000. Warstwicę prowadzone są co 5 *m*, a w kilku miejscach, w partiach najniższych, co 4 *m* i objęte są nimi wyłącznie utwory nadające się do celów podszkawkowych, do których zaliczono również warstwy rumoszu występującego w piaskach jako warstwy „zawieszane“. Obliczano wg wzoru  $\frac{m_1 + m_2}{2} \cdot f$  gdzie  $m_1$  oznacza powierzchnię pola jakiejś warstwicę,  $m_2$  powierzchnię warstwicę sąsiedniej nadległej, zaś  $f$  odległość pionową między poszczególnymi warstwicami.

Zasoby obliczano od warstwicę zerowej z tym, że wielkość jej pola przyrównana została do wielkości warstwicę 5 *m*.

Globalna suma piasków na terenie pokrytym otworami badawczymi wynosi 2 miliardy 651 milionów  $m^3$ .

Uzyskany przeze mnie wynik zgodny jest na ogół z wynikiem ogłoszonym przez M. Kwaśniewicza (13), u którego suma globalna wynosi 2,95 miliarda  $m^3$ .

#### PRÓBY OKREŚLENIA WIEKU PIASKÓW PUSTYNI BŁĘDOWSKIEJ

Piaski Pustyni Błędowskiej są niewątpliwie lodowcowego pochodzenia, ale ściśle interpretowanie ich wieku i znalezienie im miejsca w profilu plejstocenijskim nasuwa pewne trudności. Schemat stratygraficzny oprócz można jedynie na ogólnych przesłankach, brak jest bowiem kompletnego profilu



utworów czwartorzędowych. Trudności te okażą się również w zestawieniu profilu plejstocenijskiego przy porównywaniu terenu Pustyni Błędowskiej z innymi obszarami.

Na poziomie 280 *m* koło Ciężkowic występuje płat szarej gliny zwałowej zlodowacenia Cracovien, nad nią leżą piaski. Niżej w dolinie, gdzie otwory uzyskały poziom 240 *m* występują mułki lessowate, które są młodsze od moreny, nad nimi również występują piaski tego samego wieku co nad moreną.

W północnej części Dużej Pustyni występują mułki szaro-zielone o miąższości 10 *m*, nad nimi zaś leży gruba seria piasków.

W tej trudnej do rozwiązania kwestii posłużyć mogą pomocniczo tereny piaszkowe, znajdujące się w odległości około 30 *km* od Pustyni Błędowskiej w kierunku północno-zachodnim, tuż za północną granicą arkusza „Grodziec” w Pomłyniu Siemońskim, gdzie znajduje się piaszkownia kilku kopalń śląskich. Obserwować tu można bardzo wyraźnie następujący profil, którego niektóre warstwy można uważać za określone wiekowo.

Profil ilustruje:

piasek z rumoszem	3,0— 4,0 <i>m</i>
piasek warstwowany, czysty	10,0—11,0 <i>m</i>
mułek szaro-zielony, wapnisty	1,5— 2,0 <i>m</i>
glina zwałowa starsza, barwy ceglastej, zabarwienie której pochodzi od występujących tu czerwonych ilów permskich	1,5 <i>m</i>

Pod moreną występuje seria piasków mułkowatych, o których informował mnie majster piaskarni, pokazując skrzynki z materiałem odwierconych otworów.

Inny otwór, którego warstwy można uważać również za określone wiekowo, znajduje się na prawym brzegu rzeki Białej Przemszy, o 1,25 *km* poniżej mostu kolejowego pomiędzy Maczkami, a Szczakową, a więc w bezpośrednim sąsiedztwie Pustyni Błędowskiej. Profil ten podaje w swojej pracy Doktorowicz-Hrebnicki (9) jak następuje:

- piaski żółte, częściowo żwirowate
- warstwa żółtawo-czarnego marglu zwałowego (morena starsza)
- kilkunastometrowy zespół osadów natury piaszczystej z przewagą piasków mułkowatych.

Moim zdaniem dobrze będzie również podać tu wypowiedzi niektórych autorów odnośnie wieku utworów czwartorzędowych w dorzeczu Przemszy i na obszarze Pustyni. Określenie wieku piasków przez Sujkowskiego (5) podałem wyżej. Doktorowicz-Hrebnicki (9) kartując arkusz „Grodziec”, którym objęty obszar tworzy składową część dorzecza Przemszy podał następującą stratyografię:



morena denna młodsza  
utwory międzymorenowe  
morena denna starsza  
osady fluwioglacjalne, starsze od moreny starszej.

Zdaniem autora zespół warstw osadów międzymorenowych dominuje wśród utworów dyluwialnych arkusza, zarówno swą miąższością, jak i rozprzestrzenieniem terytorialnym. Ogniwo to charakteryzuje się występowaniem mułków w dolnej części — serii piasków w górnej, którą prawdopodobnie wg autora należy wiązać już ze zlodowaceniem Varsovien I. Warstwy te musiałyby więc powstać przed nasunięciem się tego lodowca (9, str. 90).

Nie ulega żadnej wątpliwości, że piaski dorzecza Przemszy (a więc i profilu z Pomłynia Siemońskiego), o których wypowiada się autor, a które paralizować należy z piaskami Pustyni Błędowskiej, są młodsze od występującej tu moreny zlodowacenia starszego (Cracovien). Wiek ich przestałby być problematyczny, gdyby udało się dokładnie ustalić granice zasięgu zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I), co dzisiaj niestety w dalszym ciągu pozostaje kwestią otwartą, zaś zdania niektórych autorów odnośnie powyższego są bardzo podzielne. Ten sam autor (9, str. 90) wspomina również o pracy A. Kozłowskiej (8), która zajmowała się określeniem występującej w zespole osadów międzymorenowych flory wymienionego obszaru, na podstawie której skłonna jest wiązać cały zespół osadów nie ze zlodowaceniem starszym (Cracovien), lecz z jednym ze zlodowaceń późniejszych.

Wreszcie Rühle<sup>1</sup> również skłania się wiązać występujące na pustyni osady ze zlodowaceniem młodszym, a dolną mułkową serię uważa za interglacjał — prawdopodobnie Masovien I. Predyspozycja podłoża czwartorzędu spowodowała, że „szlak“ Pustyni Błędowskiej wykorzystywały wody okresu czwartorzędowego i dlatego charakter tych osadów jest inny, niż na obszarach sąsiednich — wyższych.

Spostrzeżenia Rühlego są bardzo trafne, gdyż istotnie panowały tu specyficzne warunki, które cechowały się wybitnym przepływem wód, powodując w konsekwencji kompletne wymięcenie utworów starszego zlodowacenia, co potwierdza zresztą aż nadto wymownie charakter warstw profilu otworów występujących na osi doliny.

Zachodzić może jeszcze takie pytanie — czy obecne piaski Pustyni są wyłącznie utworem akumulacji tylko jednego, czy sumą obu zlodowaceń młodszych — Varsovien I i ewentualnie Varsovien II. W myśl tego, co powiedziano wyżej, piaski te należy odnieść do zlodowacenia młodszego, którego osady uległy tu akumulowaniu po uprzednim, znacznym zniszczeniu osadów starszych zlodowaceń.

<sup>1</sup> Ustna informacja.



Zdaje się, że przy paralelizacji warstw profilu Pomłynia Siemońskiego oraz otworu z nad Przemszy z warstwami osadów Pustyni Błędowskiej, nie można się spotkać z cechami zasadniczo różnymi. Wszak morenę z południowego skrzydła doliny Małej Pustyni zasadniczo bez większego ryzyka zaliczyć da się do gliny zwałowej, występującej w spągu osadów piaszczystych profilu siemońskiego. To samo zresztą da się uczynić z określonymi wiekowo warstwami profilu otworu z nad Przemszy.

Być może, że i osady najmłodszego zlodowacenia — północnego również znajdują miejsce tu; przypuszczeniu temu jednak należy przypisać charakter hipotetyczny. Obserwując profil któregośkolwiek bądź otworu nie da się zauważyć żadnych śladów sedimentacji spokojnej, ani takich utworów, których charakter chciałoby się zaliczyć do jakiegoś innego interglacjału, by móc na tej podstawie podtrzymać postawioną hipotezę.

### WNIOSKI

W wyniku wyżej przeprowadzonej próby określenia wieku piasków, powiedzieć można, że na terenie Pustyni Błędowskiej, podobnie jak na całym obszarze dorzecza Przemszy, mają miejsce dwa zlodowacenia: Cracovien i Varsovien I oraz jeden interglacjał, który zaznacza się osadami mułkowymi ze szczątkami roślin.

Utwory starszego zlodowacenia (Cracovien) niewątpliwie w dużej części wypełniały zagłębienie Pustyni, ale miąższością swoją nie dorównywały utworom późniejszego zlodowacenia. Interglacjał charakteryzuje się silną erozją, która w zupełności usunęła materiał starszego glacjału. W drugiej fazie powstają mułki, a może i piaski. Wreszcie nasuwające się młodsze zlodowacenie Varsovien I poprzedza silny przypływ wód rzek lodowcowych, z którymi niesiony materiał ulega tu osadzeniu, tworząc zasadniczy rys dzisiejszej Pustyni.

Wypada tu również nadmienić, że kierunek biegu dzisiejszej Białej Przemszy odbiega mocno od kierunku pradoliny Przemszy, jako wspólnej dla terenów obu Pustyni, występowanie zaś pradoliny Sztoly, o której wspomina Kwaśniewicz (13) nie miało tu miejsca, a kierunek pradoliny Przemszy na Dużej Pustyni, zdaniem jego zgodny z kierunkiem dzisiejszej rzeki, w rzeczywistości jest inny (patrz plan warstwiczny podłoża). Przesunięcie pradoliny Przemszy bliżej dzisiejszego biegu rzeki nastąpić mogło w późniejszym okresie plejstoceniowym.

Jeśli chodzi natomiast o litologiczny charakter podłoża niektórych odcinków Małej Pustyni, to wypowiedzenie się Żukowskiego (11) o występowaniu tu osadów pstrego piaskowca, spowodowane było najprawdopodobniej brakiem dokładnego materiału, gdyż autor pracę swą ogłosił przed zakończeniem robót wiertniczych. Uzyskany bowiem przeze mnie materiał



z odwierconych otworów nie wskazuje tu na występowanie pstrego piaskowca, lecz stwierdza konkretnie występowanie na tych obszarach permu.

Wiek piasków uważać należało by za starszy od zlodowacenia młodszego. W każdym bądź razie nic nie przemawia za tym, aby wiek ich określić jako starszy od zlodowacenia starszego, o czym mówi Sujkowski (5).

#### PORÓWNANIE Z INNYMI OBSZARAMI

Występujące utwory czwartorzędowe na terenie Górnego Śląska, aż do Częstochowy na północ przedstawiają się mniej więcej podobnie jak scharakteryzował je Doktorowicz-Hrebnicki (9) na arkuszu „Grodziec“. Zestawiając profil utworów czwartorzędowych Pustyni z profilem plejstocenijskim z Pomylina Siemońskiego, dopatrywać się można zupełnego podobieństwa z tą tylko różnicą, że w tym ostatnim, w drugiej fazie interglacjału osadziła się cienka warstwa mułku.

#### OPIS CHARAKTERYSTYCZNYCH PROFILI WIERTNICZYCH WYKONANYCH NA PUSTYNI BŁĘDOWSKIEJ

Dla szczegółowej ilustracji budowy geologicznej pustyni Błędowskiej wybrano 30 najcharakterystyczniejszych profili stanowiących podstawę wykreślonych przekrojów.

Przy profilach zachowano pierwotną numerację otworów.

W wierszu poziomym po prawej stronie numeru otworu podane są w 3-ch pozycjach cyfry, z których 1-sza oznacza niwelacje punktów powierzchniowych, 2-ga poziom podłoża utworów plejstocenijskich, zaś ostatnia podaje poziom wody gruntowej w otworze. Przy niektórych otworach cyfra 3-cia nie jest wypisana, to znaczy, że w otworze nie stwierdzono wody.

Dla warstw występujących w spągu utworów czwartorzędowych podano ich charakter stratygraficzny.

##### Otwór 9 290,82 m 278,87 m 288,02 m

- 0,00— 1,20 m Piasek drobnoziarnisty, szarobrunatny.
- 1,20— 2,30 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.
- 2,30— 3,50 „ Piasek drobnoziarnisty, ciemnożółty.
- 3,50— 7,00 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary.
- 7,00— 9,80 „ Piasek drobnoziarnisty, popielatoszary.
- 9,80—10,60 „ Piasek drobnoziarnisty, szary, słabo ilasty.
- 0,60—12,00 „ Gлина szara piaszczysta z drobnymi ziarnami kwarcu, nie reaguje z HCl (morena dena).

##### Otwór 20 287,89 m 271,19 m 286,49 m

na południowym skrzydle Małej Pustyni Błędowskiej między Jaworznikiem a Kozim Brodem

- 0,00— 0,40 m Gleba.
- 0,40— 1,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, żółtobrunatny.



- 1,00— 4,20 m Piasek drobnoziarnisty, brunatnoszary.  
 4,20— 5,00 „ Piasek drobnoziarnisty, popielaty, pylasty.  
 5,00—13,40 „ Piasek drobnoziarnisty, szary.  
 13,40—16,70 „ Gлина szara, odwapniona, z drobnym żwirem oraz warstewkami piasku, zwałowa (morena starsza).

**Otwór 30**

282,87 m 256,47 m 271,71 m

- 0,00— 0,20 m Piasek próchnicowy.  
 0,20— 0,70 „ Piasek drobny, jasnoszary, pylasty.  
 0,70—11,00 „ Piasek drobny z pojedynczymi ziarnami skalenia, jasnoszary.  
 11,00—12,00 „ Piasek drobno i średnioziarnisty, dość dużo ziarn grubych z ułamkami kwarcu, wapienia i piaskowca, jasnoszary.  
 12,00—25,90 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary, dolna partia warstwy bryluje się, zawiera pojedyncze skalenie.  
 25,90—26,40 „ Piasek różnoziarnisty, jasnoszary ze żwirem kwarcu, skrzemieniałego wapienia i piaskowca  $\varnothing$  4 cm. W tym duży otoczek granitu  $\varnothing$  8 cm.  
 26,40—29,00 „ Ił szarozielonawy, odwapniony z pojedynczymi ziarnami kwarcu (karbon).

**Otwór 31**

288,87 m 266,87 m 288,07 m

- 0,00— 0,20 m Gleba.  
 0,20— 1,20 „ Piasek drobnoziarnisty, czekoladowobrunatny.  
 1,20— 2,60 „ Piasek drobnoziarnisty, z ziarnami średnimi, brunatny.  
 2,60— 4,00 „ Piasek drobnoziarnisty, szaróżółty.  
 4,00—11,00 „ Piasek drobnoziarnisty, szaropopielaty, słabo pylasty.  
 11,00—20,40 „ Piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi glazikami, szary.  
 20,40—22,00 „ Piasek bardzo drobnoziarnisty, szary, ilasty.  
 22,00—23,60 „ Ił zielonawoszary, zwięzły, plastyczny, odwapniony (karbon).

**Otwór 40**

285,60 m 252,20 m 278,50 m

- 0,00— 0,20 m Piasek szary z humusem.  
 0,20— 0,50 „ Piasek drobnoziarnisty, orszynowy.  
 0,50— 4,20 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, brunatnożółty.  
 4,20—12,40 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary.  
 12,40—16,50 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.  
 16,50—21,00 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary.  
 21,00—23,40 „ Piasek różnoziarnisty, jasnożółty.  
 23,40—27,80 „ Piasek różnoziarnisty z ułamkami krzemieni i otoczkami kwarcu  $\varnothing$  3 cm, jasnożółty.  
 27,80—30,00 „ Piasek różnoziarnisty, jasnożółty.  
 30,00—33,40 „ Muł lessowaty, odwapniony, w stanie suchym łatwo rozsyplawy, szarokremowy.

**Otwór 51**

283,82 m 251,82 m 277,32 m

- 0,00— 0,30 m Piasek jasnoszary z humusem.  
 0,30— 0,50 „ Piasek drobnoziarnisty, brunatny.  
 0,50— 1,30 „ Piasek drobno i średnioziarnisty, kremowy.  
 1,30— 2,20 „ Piasek drobno i średnioziarnisty, pomarańczowy.  
 2,20— 6,20 „ Piasek drobnoziarnisty, słabo pylasty, jasnożółty.



- 6,20—10,60 m Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, ciemnożółty.  
 10,60—16,00 „ Piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi, drobnymi uławkami wapienia i krzemienia, szary.  
 16,00—19,70 „ Piasek drobno i średnioziarnisty z większymi, pojedynczymi uławkami wapienia i krzemieni, szary.  
 19,70—27,80 „ Piasek średnio i drobnoziarnisty, kremowoszary.  
 27,80—30,50 „ Piasek drobno i średnioziarnisty z uławkami wapienia  $\varnothing$  2 cm, kremowoszary.  
 30,50—32,00 „ Mułek szary.  
 32,00—32,50 „ Piaszkowiec bardzo drobnoziarnisty, szary, słabo scementowany (perm).

**Otwór 55** 319,32 m — —

- 0,00— 0,20 m Gleba.  
 0,20— 5,50 „ Piasek drobnoziarnisty, biały.  
 5,50—10,40 „ II czerwonowiśniowy z uławkami wapieni krystalicznych barwy różowawej (cały profil tego otworu uważać należy przypuszczalnie za perm, dolna warstwa profilu jest niewątpliwie permska).

**Otwór 59** 284,41 m 258,81 m 275,01 m

- 0,00— 0,40 m Piasek szary z humusem.  
 0,40— 0,60 „ Piasek drobnoziarnisty, brunatny.  
 0,60— 0,90 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.  
 9,40—17,60 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, jasnoszary.  
 17,60—25,90 „ Piasek różnoziarnisty z pojedynczymi uławkami wapienia, kremowoszary  
 25,90—28,20 „ II czerwonowiśniowy, piaszczysty, wapnisty (perm).

**Otwór 63** 310,99 m 285,39 m 298,89 m

- 0,00— 0,20 m Piasek z humusem.  
 0,20— 1,00 „ Piasek drobnoziarnisty, brunatny.  
 1,00— 2,60 „ Piasek drobnoziarnisty, kremowy.  
 2,60— 5,00 „ Piasek bardzo drobnoziarnisty, pylasty, jasnożółty.  
 5,00—12,30 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.  
 12,30—15,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, kremowy.  
 15,00—25,60 „ Piasek średnioziarnisty z uławkami krzemieni  $\varnothing$  3—4 cm, jasnożółty.  
 25,60—27,40 „ II brunatny, wapnisty, piaszczysty z uławkami wapienia szarego (perm).

**Otwór 65** 285,08 m 280,08 m 276,38 m

- 0,00— 1,00 m Piasek drobnoziarnisty, kremowoszary.  
 1,00— 5,00 „ Piasek drobno i średnioziarnisty, kremowożółty.  
 5,00— 8,70 „ II czerwonowiśniowy, wapnisty z uławkami wapienia (perm).

**Otwór 68** 303,69 m 267,89 m 296,79 m

- 0,00— 0,20 m Gleba.  
 0,20— 7,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, kremowy.  
 7,00—12,40 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.  
 12,40—16,70 „ Piasek drobno i średnioziarnisty z uławkami wapienia  $\varnothing$  3 cm żółty.  
 16,70—19,00 „ Piasek różnoziarnisty z ziarnami grubymi, jasnożółty.  
 19,00—35,80 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, kremowoszary.  
 35,80—40,70 „ II brunatny, piaszczysty z uławkami wapienia.



<b>Otwór 85</b>		<b>313,98 m</b>	<b>285,68 m</b>	<b>299,98 m</b>
0,00— 0,80 m	Nasyp szutrowy.			
0,80— 1,00 „	Piasek drobnoziarnisty, brunatny.			
1,00— 8,70 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, żółty.			
8,70—12,00 „	Piasek drobno i średnioziarnisty z uławkami wapienia $\varnothing$ 5—15 mm, szary.			
12,00—12,80 „	Piasek drobnoziarnisty, żółty, pylasty.			
12,80—14,00 „	Mulek zielonawoszary.			
14,00—14,70 „	Piasek silnie mułkowany, szarozółty.			
14,70—21,00 „	Mulek szary ze szczątkami roślin i blaszkami miki.			
21,00—28,30 „	Mulek jasnoszary, składem petrograficznym podobny do poprzedniego.			

<b>Otwór 86</b>		<b>317,83 m</b>	<b>293,63 m</b>	<b>314,13 m</b>
0,00— 0,40 m	Piasek drobnoziarnisty, szarozółty.			
0,40— 1,10 „	Piasek drobnoziarnisty, żółty.			
1,10— 5,10 „	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, dobrze wysortowany.			
5,10— 8,30 „	Piasek drobnoziarnisty z dużą ilością uławków wapienia, żółty.			
8,30—11,10 „	Warstwa rumoszu wapiennego $\varnothing$ 1—5 cm z piaskiem.			
11,10—23,30 „	Piasek drobnoziarnisty, słabo pylasty, żółty.			
23,30—29,30 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, jasnożółty.			
29,30—31,30 „	Piasek jasnożółty z uławkami wapienia $\varnothing$ 1—4 cm.			
31,30—36,30 „	Piasek drobnoziarnisty, żółty.			
36,30—39,30 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, brudnokremowozółty, pylasty.			
39,30—44,20 „	Warstwa rumoszu (ułamki oraz otoczaki wapienia i krzemieni zmieszane z piaskiem).			
44,20—45,80 „	Warstwa rumoszu wapiennego i dolomitowego (w spągu dolomit kruszczo-nośny).			

<b>Otwór 87</b>		<b>321,35 m</b>	<b>281,90 m</b>	<b>316,85 m</b>
0,00— 0,80 m	Piasek ciemnoszary z humusem.			
0,80— 1,70 „	Piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi uławkami wapienia $\varnothing$ 3—4 cm żółty.			
1,70— 4,00 „	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.			
4,00— 5,00 „	Piasek drobnoziarnisty, żółty.			
5,00— 6,00 „	Piasek drobnoziarnisty, biały, dobrze wysortowany.			
6,00— 8,50 „	Piasek biały z pojedynczymi uławkami wapienia $\varnothing$ 3—5 cm.			
8,50—18,50 „	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, słabo pylasty.			
18,50—21,50 „	Piasek drobnoziarnisty, żółty.			
21,50—24,50 „	Piasek drobnoziarnisty, białokremowy.			
24,50—29,00 „	Piasek drobnoziarnisty, brudnokremowy.			
29,00—30,20 „	Piasek drobnoziarnisty, pomarańczowozółty.			
30,20—31,00 „	Piasek drobnoziarnisty, żółty, dobrze wysortowany.			
31,00—35,00 „	Piasek bardzo drobnoziarnisty, brudnociemnokremowy, silnie pylasto-ilasty.			
35,00—39,40 „	Piasek brudnociemnokremowy z dużą ilością uławków wapienia $\varnothing$ 2—6 cm.			
39,40—40,20 „	Warstwa rumoszu wapiennego.			

<b>Otwór 99</b>		<b>300,43 m</b>	<b>282,23 m</b>	<b>297,03 m</b>
0,00— 0,20 m	Piasek szary z humusem.			
0,20— 2,20 „	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.			
2,20— 3,20 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, żółty, pylasty.			



- 3,20— 8,20 m Piasek drobnoziarnisty, żółty.  
 8,20—10,20 „ Piasek żółty z ułamkami wapienia  $\varnothing$  1—2 cm.  
 10,20—16,20 „ Piasek drobnoziarnisty, szarawożółty, dobrze wysortowany.  
 16,20—18,20 „ Piasek szarawożółty z drobnymi ułamkami i otoczkami wapienia  $\varnothing$  1—6 cm.  
 18,20—19,00 „ Ił czerwony z soczewkami ilu popielatego, wapnisty (kajper).

**Otwór 103** 313,88 m — —

- 0,00— 1,20 m Ił ceglasczerwony, tłusty, plastyczny, silnie wapnisty.  
 1,20— 1,60 „ Ił popielatoszary, tłusty, wapnisty.  
 1,60—17,00 „ Ił ceglasczerwony o charakterze poprzednich (kajper).

**Otwór 104** 301,45 m 284,75 m 299,75 m

- 0,00— 0,20 m Gleba.  
 0,20— 1,00 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary.  
 1,00— 2,00 „ Piasek drobnoziarnisty, szary z humusem.  
 2,00— 3,00 „ Piasek drobno i średnioziarnisty z pojedynczymi ziarnami skalenia, szary.  
 3,00— 5,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami kwarcu mlecznego i pojedynczymi ułamkami granitu, brunatnoszary.  
 5,00— 6,00 „ Piasek różnoziarnisty, kremowy.  
 6,00—11,00 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, pylasty.  
 11,00—12,00 „ Piasek drobnoziarnisty, żółty, słabo pylasty.  
 12,00—15,90 „ Piasek drobnoziarnisty, brudnożółty, pylasty.  
 15,90—16,70 „ Piasek brudnożółty ze żwirem i rumoszem wapiennym.  
 16,70—18,70 „ Ił ceglasczerwony, wapnisty, tłusty, plastyczny (kajper).

**Otwór 107** 311,87 m 296,87 m 308,01 m

- 0,00— 1,20 m Piasek drobnoziarnisty, brunatny z humusem.  
 1,20— 6,00 „ Piasek drobnoziarnisty, żółty, słabo pylasty.  
 6,00— 9,00 „ Piasek drobnoziarnisty, kremowy.  
 9,00—11,00 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, słabo pylasty.  
 11,00—13,00 „ Piasek drobnoziarnisty, szarokremowy.  
 13,00—15,00 „ Piasek szarokremowy z pojedynczymi ułamkami wapienia.  
 15,00—19,70 „ Ił popielatoszary, wapnisty, plastyczny (kajper).

**Otwór 112** 307,38 m 286,68 m 302,58 m

- 0,00— 4,00 m Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, szarozółty.  
 4,00— 6,00 „ Piasek bardzo drobnoziarnisty, jasnożółty, silnie pylasty.  
 6,00—10,00 „ Piasek drobnoziarnisty, żółty.  
 10,00—17,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, jasnożółty.  
 17,00—18,90 „ Piasek jasnożółty z dużą ilością ułamków wapienia  $\varnothing$  1—4 cm.  
 18,90—20,70 „ Piasek różnoziarnisty, żółtawokremowy.  
 20,70—21,30 „ Ił ceglasczerwony, wapnisty, plastyczny, tłusty (kajper).

**Otwór 113** 311,82 m 298,82 m 308,12 m

- 0,00— 1,00 m Piasek różnoziarnisty, szary.  
 1,00— 2,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, żółty.  
 2,00— 9,00 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.



9,00—10,00	m	Piasek drobnoziarnisty, żółty, pylasty.
10,00—12,00	,,	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.
12,00—12,80	,,	Piasek jasnożółty z uławkami wapienia $\varnothing$ 2—6 cm.
12,80—18,30	,,	Warstwa utworów jurajskich z liczną fauną jurajską (dolny malm).

**Otwór 114**

313,39 m    288,39 m    311,29 m

0,00— 0,30	m	Piasek szary z próchnicą.
0,30— 1,00	,,	Piasek jasnoszary, słabo pylasty.
1,00— 3,10	,,	Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary, białawy, ze śladami skalenia.
3,10—11,30	,,	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi w tym ziarna lidytu, szarożółty.
11,30—13,00	,,	Piasek z uławkami wapienia i krzemieni, szarożółty.
13,00—25,00	,,	Mulek szarozielony, ilasty ze śladami roślin oraz okruchów torfiastych, pojedyncze ułamki amfibolu, ku dołowi seria staje się bardziej twarda, nie reaguje z <i>HCl</i> .

**Otwór 115**

318,74 m    279,54 m    314,64 m

0,00— 0,15	m	Piasek szary z humusem.
0,15— 0,60	,,	Piasek średnioziarnisty, ochrowy.
0,60— 0,90	,,	Piasek żółtobrunatny.
0,90— 2,50	,,	Piasek z ziarnami kwarcu mlecznego, jasnoszary, białawy.
2,50— 3,50	,,	Piasek drobnoziarnisty, szary.
3,50— 8,30	,,	Piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami skalenia, żółty.
8,30—15,20	,,	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.
15,20—19,00	,,	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, pylasty, z uławkami wapienia i krzemieni, jasnożółty.
19,00—23,00	,,	Piasek drobnoziarnisty, żółty, pylasty.
23,00—25,00	,,	Piasek różnoziarnisty z uławkami krzemieni i wapienia $\varnothing$ 2 cm, żółty.
25,00—28,50	,,	Piasek drobnoziarnisty z okruchami granitu, żółty.
28,50—32,50	,,	Piasek różnoziarnisty z uławkami wapienia, żółtoszary.
32,50—37,00	,,	Piasek różnoziarnisty z rumoszem wapiennym, żółtoszary.
37,00—39,20	,,	Rumosz wapienny zmieszany z piaskiem.
39,20—40,00	,,	Warstwa rumoszu wapienno-dolomitowego (w spągu dolomity kruszczo- nośne).

**Otwór 116**

322,85 m    291,56 m    318,56 m

0,00— 0,50	m	Piasek szary z humusem.
0,50— 1,60	,,	Piasek drobnoziarnisty, szarożółty.
1,60— 3,70	,,	Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary.
3,70— 6,70	,,	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, słabo pylasty.
6,70— 9,70	,,	Piasek bardzo drobnoziarnisty, żółty, silnie pylasty.
9,70—12,70	,,	Warstwa rumoszu wapiennego z piaskiem.
12,70—24,70	,,	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, żółty.
24,70—31,30	,,	Piasek drobnoziarnisty, żółty, słabo pylasty.
31,30—32,70	,,	Warstwa rumoszu wapieni jurajskich.

**Otwór 117**

329,25 m    301,25 m    323,45 m

0,00— 0,15	m	Piasek szary z humusem.
0,15— 0,60	,,	Piasek drobnoziarnisty, żółtoszary.
0,60— 0,80	,,	Piasek brunatny z humusem.



- 0,80— 4,50 m Piasek drobnoziarnisty, żółty, słabo pylasty.  
 4,50— 5,80 „ Piasek żółty, ilasty.  
 5,80—10,00 „ Piasek drobnoziarnisty, szarozółty, słabo pylasty.  
 10,00—11,00 „ Piasek bardzo drobnoziarnisty, pylasty z pojedynczymi uławkami wapienia i krzemieni  $\varnothing$  2—6 cm, ciemnożółty.  
 11,00—14,00 „ Piasek drobnoziarnisty, silnie pylasty, ciemnożółty.  
 14,00—15,00 „ Piasek ciemnożółty z uławkami krzemieni.  
 15,00—19,30 „ Piasek bardzo drobnoziarnisty, silnie pylasty, ciemnożółty.  
 19,30—23,60 „ Piasek drobnoziarnisty z dużą ilością uławków wapieni, szarozółty.  
 23,60—25,60 „ Warstwa rumoszu wapiennego z piaskiem.  
 25,60—28,00 „ Warstwa rumoszu wapieni jurajskich.

**Otwór 118**

354,77 m 351,77 m

- 0,00— 0,15 m Piasek szary z humusem.  
 0,15— 0,50 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnoszary.  
 0,50— 4,00 „ Piasek drobnoziarnisty, żółtawoszary.  
 4,00— 5,80 „ Il zielonawy z żółtymi smugami, zwięzły, plastyczny, wapnisty (w spągu wapienie jury białej).

**Otwór 121**

316,91 m 306,90 m 311,41 m

- 0,00— 0,60 m Piasek drobnoziarnisty, żółtawoszary.  
 0,60— 1,50 „ Piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami skalenia, żółty.  
 1,50—10,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, pojedyncze ziarna skaleni i lidytu, jasnożółty.  
 10,00—15,00 „ Il czerwony, wapnisty, plastyczny, w górnej części z wkładką ilu szaropielatego (kajper).

**Otwór 122**

316,35 m 290,95 m 310,35 m

- 0,00— 0,30 m Piasek szary.  
 0,30— 4,40 „ Piasek drobnoziarnisty, pylasty, z ziarnami wapiennymi oraz pojedynczymi uławkami granitu, jasnożółty.  
 4,40—11,40 „ Piasek drobno i średnioziarnisty ze śladami ziarn wapiennych oraz pojedynczych ziarn glaukonitu, szarozółty.  
 11,40—17,40 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty.  
 17,40—18,40 „ Piasek żółty, pylasty.  
 18,40—20,40 „ Mulek szary, piaszczysty, warstwowany z brunatnymi smugami, z okrucami brunatnego torfu oraz szczątkami roślin.  
 20,40—24,40 „ Mulek szarokremowy o charakterze poprzedniego.  
 24,40—25,40 „ Piasek szarozółty, mulkowy.

**Otwór 126**

317,70 m 295,60 m 306,30 m

- 0,00— 0,70 m Piasek różnoziarnisty, szary.  
 0,70— 8,70 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, szarozółty, pylasty.  
 8,70—13,00 „ Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, jasnożółty.  
 13,00—15,50 „ Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, pylasty.  
 15,50—17,00 „ Piasek drobnoziarnisty, żółty.  
 17,00—18,00 „ Piasek żółty z uławkami i otoczkami wapienia.  
 18,00—19,00 „ Piasek drobnoziarnisty, pomarańczowy, pylasty.  
 19,00—22,00 „ Piasek drobnoziarnisty, pomarańczowożółty.  
 22,00—26,00 „ Il czerwono-brunatnawy, zwięzły, plastyczny, odwapniony (kajper).



Otwór 128	321,66 m	273,66 m	313,68 m
0,00—1,00 m	Piasek szary z ziarnami kwarcu mlecznego i różowego.		
1,00—10,00 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, jasnożółty, brylujący się.		
10,00—14,00 „	Piasek drobnoziarnisty, szarawożółty, z uławkami ślimaków.		
14,00—16,00 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, szarozółty.		
16,00—18,00 „	Piasek szarozółty, z uławkami skorup ślimaków oraz pojedynczymi uławkami wapienia.		
18,00—20,00 „	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, pylasty, ze śladami szczątków ślimaków.		
20,00—30,00 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami średnimi, słabo brylujący się, z uławkami wapienia $\varnothing$ 1 cm, żółty.		
30,00—36,00 „	Piasek drobnoziarnisty z ziarnami skalenia oraz uławkami wapienia i krzemieni, żółty.		
36,00—40,00 „	Piasek żółty z dużą ilością uławków wapienia i krzemieni.		
40,00—43,00 „	Piasek żółty, gliniasty.		
43,00—44,00 „	Mulek żółtawy, piaszczysty, warstwowany, z drobnymi grudkami części torfiastych.		
44,00—46,00 „	Ił zwięzły, szarozielony z czerwonymi smugami, chudy, silnie reaguje z <i>HCl</i>		
46,00—48,00 „	Mulek piaszczysty, z uławkami wapienia jurajskiego $\varnothing$ 7 cm żółty.		
48,00—48,50 „	Rumosz wapienny wapieni jurajskich o powierzchni zlimonityzowanej		
Otwór 129	328,49 m	301,49 m	306,49 m
0,00—1,00 m	Piasek różnoziarnisty, brudnoszary.		
1,00—3,00 „	Piasek drobno i średnioziarnisty, szary.		
3,00—4,00 „	Piasek drobnoziarnisty, żółty, pylasty.		
4,00—11,00 „	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty, silnie pylasty, brylujący się.		
11,00—20,00 „	Piasek pylasty, jasnożółty.		
20,00—23,00 „	Piasek pylasty, mułkowaty, żółty.		
23,00—27,00 „	Piasek pylasty, z rumoszem wapieni jurajskich, żółty.		
27,00—30,25 „	Rumosz wapienny wapieni jurajskich.		



## LITERATURA

1. Lewiński J. Utwory lodowcowe okolic Ojcowa. T. N. W., Warszawa 1913.
2. Lewiński J. Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. T. N. W., Warszawa, 1914.
3. Lewiński J. Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa“ w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. P. I. G. Sprawozdania II, Warszawa, 1924.
4. Sawicki Ludomir. Przełom Wisły przez średniogórze Polski. Prace Inst. Geogr. U. J. z IV, Kraków, 1925.
5. Sujkowski Z. Uwagi o piaskach i lessach w Olkuskim i ich wzajemnym stosunku. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., T. XXI, z. 1—3, Warszawa, 1928.
6. Premik J. i Piech K. Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. Rocznik Pol. Tow. Geol. VII, Kraków, 1930.
7. Czarnocki J. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Zastoisko środkowo-polskie. Rocznik Pol. Tow. Geol. VII, Kraków, 1930.
8. Kozłowska A. Z badań nad dyluwium Śląska. Ukształtowanie utworów dyluwialnych i flora driasowa z okolic Miłowic i Makoszów — wydawn. Muz. Śląsk. w Katowicach. Dział III, Nr 6.
9. Doktorowicz-Hrebnicki St. — Arkusz „Grodziec“ P. I. G. Warszawa, 1935.
10. Książkiewicz M. Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego. P. A. U., Kraków, 1935.
11. Żukowski W. Kilka uwag do problemu podsadzkowego w polskim Zagłębiu Węglowym. Przegląd Górniczy, II (XXXIII). Katowice, 1946.
12. Jahn Al. Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem. Kosmos, Wrocław, 1948.
13. Kwaśniewicz M. Zasoby piasku na Pustyni Błędowskiej. Przegl. Górniczy T. IV (XXXV), Katowice, 1948.
14. Pożaryska K. Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej P. I. G. Biuletyn 52 Warszawa, 1948.



Стефан КОЗЕЛ

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПУСТЫНИ БЛЭНДОВСКОЙ

(с 3 табл.)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Блэндовская Пустыня, составляющая главную морфологическую черту бассейна Пржемши, является прегляциальной долиной, происхождение которой нужно вязать с омоложением бассейна Пржемши в верхнем плиоцене, а также с литологическим характером основания подвергнутого деградации.

В геологическом строении основания участвуют: карбоновые сланцы, пермские песчаники и доломиты рудоносные, а также красные кейперовые глины.

Прадолина р. Пржемши отличается резко в рельефе плейстоценовых отложений Пустыни Блэндовской. Она пробегает с севера от Гольчевиц, с самых младших в этом районе юрских отложений, через кейпер, рудоносные доломиты (вдоль куэсты Краковско-Ченстоховской Возвышенности) на юг и на запад от Старчинова через пермские и карбоновые отложения. Из старших отложений окаймляющих долину выступают карбоновые и пермские осадки, известняки и доломиты триасового периода, кейперовые глины и известняки мальма.

На территории Пустыни Блэндовской выступают два оледенения  $L_3$  и  $L_4$  и один интергляциал. Материал старшего оледенения устранен всецело, с исключением остатков морены на южном склоне долины Малой Пустыни. Пески Пустыни нужно считать, как принадлежащие к младшему оледенению (варшавскому I).

В самых нижних частях долины выступают лёссовидные илы, кремового цвета, а также обломочный материал. Выше лежат пески, иногда пески с обломочным материалом или одни и другие чередующимися слоями. В высших частях долины пески лежат, непосредственно на основании или на обломочном материале. Самая большая мощность песков установлена вдоль оси прадолины. Петрографический состав песков во внутренней части пустыни не показывает разницы с песками в части наружной. Преобладают здесь хорошо очищенные, вообще мелко и средне зернистые кварцевые пески. Северный материал является бедным. Запасы песка подсчитаны на 2,6 миллиарда м<sup>3</sup>. Средний уровень грунтовой воды находится на глубине 4 — 5 м под поверхностью земли.

В течение 1946 года Польская Угольная Промышленность пробурила 142 запроектированные скважины при исследовании песчаных площадей в пределах Пустыни Блэндовской.



Контроль над работами и обработкой результатов поручен был Геологической Станции (филиал) Государственного Геологического Института в г. Челябинск.

Исследования производились с целью:

- а) определения запасов песка с проведением анализа и пригодности их для целей мокрой „закладки”,
- б) исследования существующих водных отношений,
- в) изучения геологии подстилающих пород.

Район разведки по существу состоит из двух параллельно расположенных участков, из которых северный именуется Большой Пустыней, южный — Малой. Оба вышеупомянутые районы соединяет пояс меридионального направления, составляя одновременно их восточную периферию.

В морфологическом смысле описываемая поверхность имеет вид плоской песчаной низменности, частично с лесным покровом, или же открытой (северный район) четко наклоненной к западу. Блэндовская Пустыня, особенно в западных ее частях, подвергается действию постоянных ветров, которые сносят песчаный покров. Эти снесенные ветром пески собираются на вышележащем гипсометрическом уровне старших геологических отложений, создавая там дюны.

Пустыня Блэндовская расположена на территории со сложной геологической структурой. Характерно для ее существование значительного количества сбросов и местных складок. Выходы на поверхность старших отложений четки и даются легко проследить. Они представляются приблизительно следующим образом: по линии городов Старчинув — Славкув пробегают выходы сравнительно тонкой свиты пестрого песчаника и рета (Röt). От г. Олькуша сквозь город Болеслав до г. Лосень пробегает широкий пояс выходов раковинного известняка, к которому с северо-восточной стороны примыкает значительная площадь выходов кейперовых пород залегающих уже в непосредственном соприкосновении с юрскими образованиями рэто-лейаса. Западная разработанная эрозией окраина юрского покрова располагается на участке Журада — Олькуш — Ключе. Она имеет почти меридиональное направление, поворачивая потом вблизи Хехла в западном направлении в сторону деревни Неговонице. На юго-запад от Славкова находятся небольшие обнажения пермской формации, а еще дальше на южном берегу р. Пржемши залегают выходы карбона.

На юг от м. Штолы помимо карбона снова появляются пермские выходы, а дальше в западном направлении также и триасовые.

Вышеупомянутые образования имеющие северо-восточное падение обнажаются преимущественно на возвышенностях поверхности земли и являются одновременно пределами отложений плейстоцена, в обеих частях Блэндовской Пустыни. Более крупные возвышенности этой поверхности



связаны главным образом с поясами выходов более плотных известняков и доломитов триаса, а также известняков юры, а нижележащие площади составлены из кейперовых, рэтско-лейасовых, пермских и карбоновых пород.

Пониженные площади заполнены преимущественно отложениями плейстоцена, главным образом песками и щебнем. Обнажений старших пород здесь почти совсем не встречается. Основание четвертичных отложений Большой Пустыни слагается из красных, пластических, сильно известковых глин кейпера; в Малой Пустыне оно построено из вишнево-красных мергелистых глин перми и сланцев карбонового возраста. В меридиональном вышеупомянутом поясе кейперовые глины подверглись почти целиком денудации, обнажая у основания рудоносные доломиты (меридиональный пояс в его средней и южной части возможно тектонического происхождения).

Конфигурация основания характеризуется четким выступлением древней долины р. Пржемши. Дно ее расположено на высоте + 310 м, в окрестностях Гольчевиц, а затем + 290, + 270 и обнижается до 240 м в западных окраинах Малой Пустыни.

Эта древняя долина пробегает с севера от наиболее молодых отложений юры — через кейпер и рудоносные доломиты вдоль юрской куэсты на юг, а также от Старчинова отложениями сквозь выходы перми и карбона на запад, в направлении более или менее соответствующем руслу реки Штолы. Протяжение прadolины не соответствует направлению течения нынешней р. Пржемши.

Падение пород подстилающих обе части Блэндовской Пустыни западное. Блэндовская Пустыня является доледниковой долиной — образование которой надо связать как с омоложением бассейна р. Пржемши в эпоху верхнего плиоцена, так и с литологическим характером основания, которое имело решительное влияние на образование долин.

Эрозионная работа рек несомненно была тут значительна, о чем свидетельствует совершенное отсутствие кейпера вдоль юрской „куэсты“. О сильном проливе вод сквозь долины свидетельствуют плейстоценовые отложения.

Блэндовская Пустыня дважды подвергалась оледенению L<sub>3</sub> и L<sub>4</sub>. Материал старшего оледенения целиком смыт, за исключением небольшого пласта серой морены, декальцифированной на южном участке Малой Пустыни в окрестностях Ценжковиц на высоте + 280 м. н. ур. моря.

Пески пустыни принадлежат к младшему оледенению (варшавскому I).

В составленной стратиграфической схеме ледниковых отложений нижние партии долины состоят из лёссовидных илов желто-серого цвета (межледниковые) или из щебня местного происхождения, соответствующую



щих петрографически ближайшим старшим отложениям. Выше залегают пески иногда с обломочным материалом, а также чередование одной породы с другой. Обломочный материал, которым прослоен песок не различается своим литологическим характером от материала, находящегося в наиболее низких партиях долины. Этот обломочный материал расположен более менее вдоль оси прадолины. В более высоких частях долины пески расположены непосредственно на основании или же на дресве склонов и только в одном случае около Ценжковиц они залегают на вышеупомянутом пласте валунной глины оледенения L<sub>3</sub> (краковского). Максимальные мощности отложений плейстоцена достигают здесь 50 м, выступая вдоль оси прадолины. Петрографический состав как в центральной части, так и на периферии — одинаков. Цвет песков преимущественно желтый, реже серый, зерно преимущественно мелкого и среднего диаметра — в общем преобладает здесь хорошо промытый материал. В большинстве случаев — это хорошо окатанный кварц, зерна которого определяются величиной 0,15 — 0,5 мм.

Кроме кварца встречаются обломки полевого шпата, реже гранита, чаще циркона, лидита и очень редко граната.

Общее количество песка на территории покрытой поисковыми скважинами определяется на 2,6 миллиарда м<sup>3</sup>.

Уровень грунтовой воды залегают средне на глубине 5 м, но в северной и южной окраине Малой Пустыни не превышает 4 м. Контакт вод Малой и Большой Пустыни отсутствует.



Stefan KOZIOŁ

## GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BŁĘDÓW DESERT

(with 3 pl.)

### SUMMARY

#### Abstract

The Błędów desert, which represents the principal morphological feature of the Przemsza drainage system, is a pre-glacial valley, the origin of which must be bound with the rejuvenation of the Przemsza drainage system in the Upper-Pliocene period, as well as with the lithological character of the substratum subject to degradation.

In the geological structure of the substratum take part: Carboniferous shales and Permian sandstones, ore bearing dolomites and red Keuper clays.

A large old valley of the Przemsza is distinctly marked in the configuration of the Pleistocene deposits of the Desert; it runs from the north near Golczowice from the youngest Jurassic beds through the Keuper, ore bearing dolomites (along the cuesta of the Jura Chain) southward, and westward from Starczynów through the Permian and Carboniferous deposits.

Out of the older sediments at the periphery of the valley there occur: Carboniferous and Permian deposits, limestones and dolomites of the Triassic, Keuper and Malm limestones.

Within the territory of the Błędów desert there occur two glaciations:  $L_3$  and  $L_4$  and one interglacial. The material of the older glaciation underwent a complete sweeping away, with the exception of remains of the moraine upon the southern slope of the Mała Pustynia (Little Desert) valley. The age of the sands in the Desert must be ascribed to younger (Varsovien) Glaciation. The lowest parts of the valley comprise in the stratigraphical division the loess-like silts of a creamy-grey colour, or screes of a local origin. Higher up there lie sands, sometimes sands with screes or otherwise one bed is alternating with the other. In the upper parts of the valley the sands lie directly upon the original rocks, or upon the screes. The most considerable thickness of the sands is noticed upon the old-valley axis. The petrographical composition of the sands within the central, as well as the peripheric part of the area proves no differences. There prevails the very well washed, generally fine and medium-grained quartz material. The northern material is not so rich. The resource of sand has been computed at 2,6 milliards  $m^3$ .

The average ground water table remains within the limits of 4—5  $m$  below the surface.

In 1946 the Polish Coal Industry has drilled 142 bore-holes during the investigation of the sandy areas within the area of the Błędów Desert.



The Geological Station of the Polish Geological Institute at Czeladź was carrying out the supervision of the work and working out of the obtained results.

The investigating works aimed at:

- a) estimating the resources of sands and stating the analysis and the valuation of their usefulness for the hydraulic stowing,
- b) to investigate hydrological relations prevailing here and
- c) to investigate the geology of the substratum.

The whole discussed area is principally composed of two regions disposed in a parallel way; the northern one has been called The Great Desert, the southern bears the name of the Little Desert. Both mentioned regions are joined by a belt of a N—S trend which represents at the same time their eastern peripheric part.

The discussed area possesses from the morphological viewpoint the outlook of a flat, sandy lowland, partly afforested, and partly uncovered (northern region), distinctly sloping westward. The area of the Desert in its western parts has been subject of a constant influence of winds which caused deflation of sandy material. The sand blown off accumulated upon the older deposits in higher hypsometric positions forming dunes.

The Błędów Desert occurs within the area possessing a rather complicated geological structure. The terrain is characterized by the occurrence of a rather great amount of faults and local foldings. The exposures of the older sediments are distinctly made evident here and their strike can be easily traced as follows: upon the line Starczynów—Sławków there is stretched an exposure of a not thick series of the Bunter Sandstone and Röt. From Olkusz through Bolesław towards Łosień there runs a wide belt of Muschelkalk exposures to which a wide area of the Keuper sediments and those of the Rhaetic-Lias bordering upon the Jurassic, sticks from the NE side. The western edge of the Jurassic cover, tattered by the erosion, is stretched upon the sector between Żurada—Olkusz—Klucze, retaining a nearly meridian direction, and it then turns near Chechło westward towards Niegowonice. On the southwest from Sławków we have a small area of the occurrence of the Permian beds, and further upon the southern side of the Przemsza there is stretched an area of the exposures of the Carboniferous. Southward from Sztola, under the Carboniferous, there occur again Permian areas, and Triassic ones further westward.

The above mentioned deposits, having a dip in the NE direction, are mostly outcropped upon the elevations of the terrain and they represent at the same time the border line of the extent of the Pleistocene sediments in both Deserts. Larger elevations of the terrain are mostly bound with the belts of the outcrops of more resistant limestones and Triassic dolomites, as



well as of Jurassic limestones, and the lowering of the terrain is noticed within the areas occupied by the Keuper, Rhaetic-Lias, Permian and Carboniferous. The depressions of the terrain are mostly filled with Pleistocene sediments: sands and gravels. There is a nearly complete lack of outcrops of older rocks. The substratum of the Quaternary deposits of the Great Desert is built up of red, plastic, greatly calcareous Keuper clays, and of the Little one — cherry-red, marly Permian clays and Carboniferous shales. The Keuper clays were subject within the above mentioned meridian belt to a complete washing out and there are exposed in the substratum of ore bearing dolomites (The southern belt seems to be of a tectonical origin within its central and southern part).

The configuration of the substratum is characterized by the occurrence of the very distinct Przemsza old-valley. Its bottom is stretched upon an altitude of + 310 *m* within the neighbourhood of Golczowice, and over an altitude of + 290, 270 *m* it slopes upon an altitude of 240 *m* in the closing western sector of the Small Desert. The old-valley runs from the north, from the youngest Jurassic beds, through the Keuper and ore-bearing dolomites, along the Jurassic cuesta on the south, and from Starczynów through the Permian and Carboniferous westward, more or less along the line of the present river Sztola. The course of the old-valley is not conform to that of the present Przemsza river. The surface of both Deserts substratum slopes westward.

The Błędów Desert is a pre-glacial valley, the origin of which must be bound with the rejuvenation of the Przemsza drainage system, during the Upper Pliocene period as well as with the lithological character of the substratum which had a decisive influence upon the formation of the valleys. The erosion work of the rivers was here doubtless very strong; this is proved by a complete lack of the Keuper along the Jurassic cuesta. A considerable flow of waters along the valley is also revealed within the Pleistocene sediments.

The area of the Błędów Desert was subject to a twofold  $L_3$  and  $L_4$  glaciation. The material of an older glaciation was subject to a complete washing out, besides one small fragment of a grey, decalcified moraine, occurring in the Little Desert upon the southern slope near Ciężkowice, upon an altitude of + 280 *m* over the sea level. The age of the Desert sands are referred to the period of the younger glaciation (Varsovien). In the stratigraphical division of the glaciation deposits, the lowest parts of the valley are filled with creamy-grey loess-like silts (interglacial), or weathering residua of a local origin, corresponding from a petrographical viewpoint to the nearest older sediments. Above it lie sands, sometimes sand with the weathering residua, or otherwise an alternation of both layers is visible. The lithological cha-



racter of the weathering residua which forms beds within the sands is not different from that of the weathering residua filling the lowest parts of the valley. The weathering residua occur more or less along the line of the old-valley axis. In the upper part of the valley the sands lie upon the original beds, or upon the scree, and in one case only, in Ciężkowice, they lie upon the above mentioned outlayer of the boulder clay  $L_3$  Glaciation (Cracovien). The uppermost thickness of the Pleistocene deposits reaching up to 50 m occur upon the axis of the old-valley. The petrographical composition of the sand within the central, as well as the peripheric parts of the area prove no differences. Sands of a yellow colour, less often grey ones, are generally fine and medium grained; they represent a well washed material and the quartz material prevails among them; it is well rounded and mostly composed of grains between 0,15—0,5 mm. Besides quartz grains there occur feldspars, somewhat less granite grains, rather numerous zircon, lityte, seldom garnet.

The total amount of the sands within the area covered with testing holes amounts to 2,6 milliards  $m^3$ . The table of the ground water within the Great Desert keeps upon a depth of 5 m in average below the surface, and within the Little Desert, besides the marginal limbs of the valley (N and S)—4 m. The waters of the Little and Great Desert have no contact with each other.



Bogumil KRYGOWSKI

## CZWARTORZĘD NIECKI GRODZISKIEJ

(z 1 tabl. i 13 fig. w tekście)

### Streszczenie

Pomiędzy Bolesławcem i Złotoryją na Dolnym Śląsku rozpościera się wypełniona utworami czwartorzędowymi tzw. niecka grodziska (nazwa od miejscowości Grodziska położonej u stóp bazaltowego stożka góry Grodziec). Szczególnie charakterystyczną formą zbudowaną z utworów akumulacyjnych jest tzw. wał okmiański. W przeciwieństwie do badaczy niemieckich autor nie uważa go za morenę czołową, ale za resztkę powierzchni zasypania, jaką wytworzyła rzeka Bóbr na skutek zatamowania odpływu przez czoło lodowca.

### WSTĘP

Na dziale wodnym potoków Skora i Boberek ciągnie się wyraźny wał o przebiegu niemal południkowym. Jest on tym charakterystyczniejszy, że u południowej jego nasady wznosi się wspaniałe bazaltowe stożki (Grodziec—Gröditzberg), górujący dzięki swej wysokości absolutnej (389 *m*) nad całą okolicą. Góruje on także i nad wspomnianym wałem, którego maksymalna kulminacja wynosi 276 *m* czyli przeszło 100 *m* mniej od góry bazaltowej.

Ten właśnie wał wraz z najbliższym otoczeniem, obejmującym obszar sekcji Okmiany (Kaiserwaldau 2759) mapy 1:25 000 oraz północny skrawek sekcji Grodziec (Gröditzberg 2820) jest przedmiotem niniejszego studium. Jest to zatem obszar znajdujący się w przybliżeniu między Bolesławcem a Złotoryją, znany z występowania łupków miedzionośnych. Dokładniejsza analiza utworów czwartorzędowych tego rejonu, określanego z uwagi na swój charakter tektoniczny — niecką grodziską (Gröditzberger Becken), pod względem morfologicznym, geologicznym i hydrologicznym zmierza, poza osiągnięciami czysto naukowymi, do dostarczenia górnictwu pewnych danych, mogących ułatwić rozwiązanie trudności górniczych.

Literatura niemiecka, dotycząca czwartorzędu tego terenu, jest skąpa, a to co donosi jest raczej charakteru tymczasowego. Dość wspomnieć, że Zimmermann (16) — wytrawny badacz Podsudecia, gdy chodzi o zdecydowanie się na wiek czy ilość zlodowaceń tego rejonu, ciągle podkreśla ko-



nieczność dalszych szczegółowych badań nad czwartorzędem tego terenu, i nie decyduje się na ostatnie słowo. Daleko odważniej postępuje Woldstedt (13), który na swej mapie glacialnej, syntetyzującej dotychczasowe wyniki badań nad czwartorzędem, oznaczył wał okmiański jako wał moreny czołowej i to wał główny, gdy tymczasem „morena“ ta nasuwa wiele zastrzeżeń, uzasadnionych zarówno niezwykle zniszczeniem pokrywy dyluwialnej na tym obszarze, jak też dużym wpływem Sudetów na powstawanie form u podnóża gór w czasie zlodowaceń, których ładolody oparły się o nie.

Wysiłki autora idą w kierunku dostarczenia odpowiedzi przynajmniej na niektóre pytania odnośnie czwartorzędu niecki grodziskiej. W tym celu autor, przeprowadzając dokładniejszą analizę badanego terenu, oparł się na szeregu kryteriów, by w ten sposób łatwiej zwalczyć trudności, nasuwające się przy rozwiązywaniu problemów obszarów staro-glacialnych — o rzeźbie często, na skutek późniejszych procesów erozyjnych i akumulacyjnych, zmienionej i zatartej. Na Podsudociu czynnikiem, który jeszcze bardziej skomplikował problematykę staro-glacialnego krajobrazu, są Sudety, wyrzucające w czasie zlodowaceń masy materiału, który zasypał wolną strefę między górami a czołem lodowca niżowego.

Użyte kryteria: morfologiczne, geologiczne oraz petrograficzne, niewątpliwie dają dokładniejszy obraz czwartorzędu niecki grodziskiej i jego wtórnych przemian. Tym niemniej z góry należy założyć, że całkowite wyjaśnienie zagadnień czwartorzędu niecki grodziskiej może nastąpić jedynie przez dokładne i systematyczne zbadanie całego Podsudocia przy zastosowaniu możliwie dużej ilości kryteriów.

## I. CHARAKTERYSTYKA MORFOLOGICZNA

Na omawianym obszarze można wyróżnić następujące elementy morfologiczne: a) stożek bazaltowy, b) wał okmiański, c) podstawa wału w postaci lekko sfalowanej równiny i d) doliny, wycięte w płaszczyźnie równiny (por. fig. 29).

Stożek bazaltowy jest formą wyraźną, analogiczną do znanych tego rodzaju form na Podsudociu. Z uwagi na zaobserwowany przez Zimmermanna (9) fakt przebijania się bazaltów przez ily miocenske, przyjmuje on, że erupcja bazaltowa miała miejsce najprawdopodobniej w miocenie. Jest to zatem forma młoda, powstała tuż przed plejstoceniem. W czasie zlodowaceń, które podsunęły się pod Sudety, ładolód miał przykryć, zdaniem Zimmermanna (16), stożki bazaltowe omawianego terenu całkowicie. Jako potężne wysterki terenowe stanowiły one dla strumienia lodowego przeszkodę, były to zatem obszary egzaracji, nie zaś akumulacji lodowcowej. Ta właśnie okoliczność tłumaczy brak na stożku grodzieckim utworów akumulacji lodowcowej.



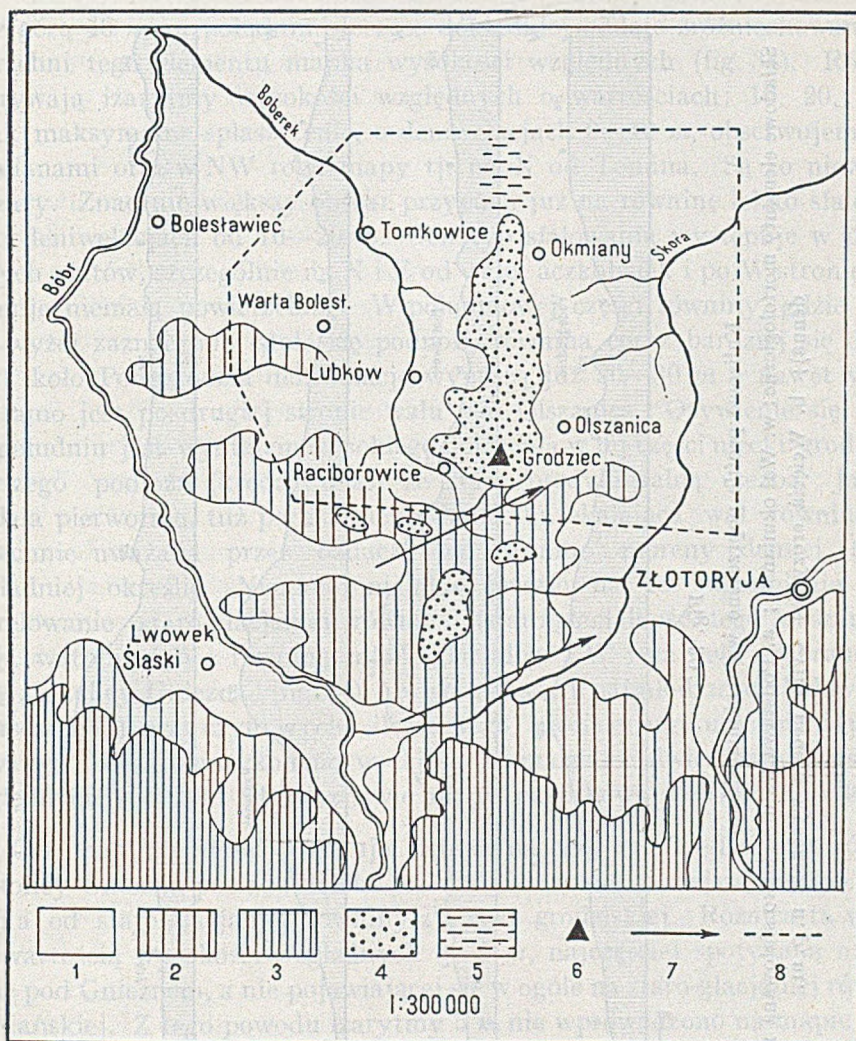


Fig. 29

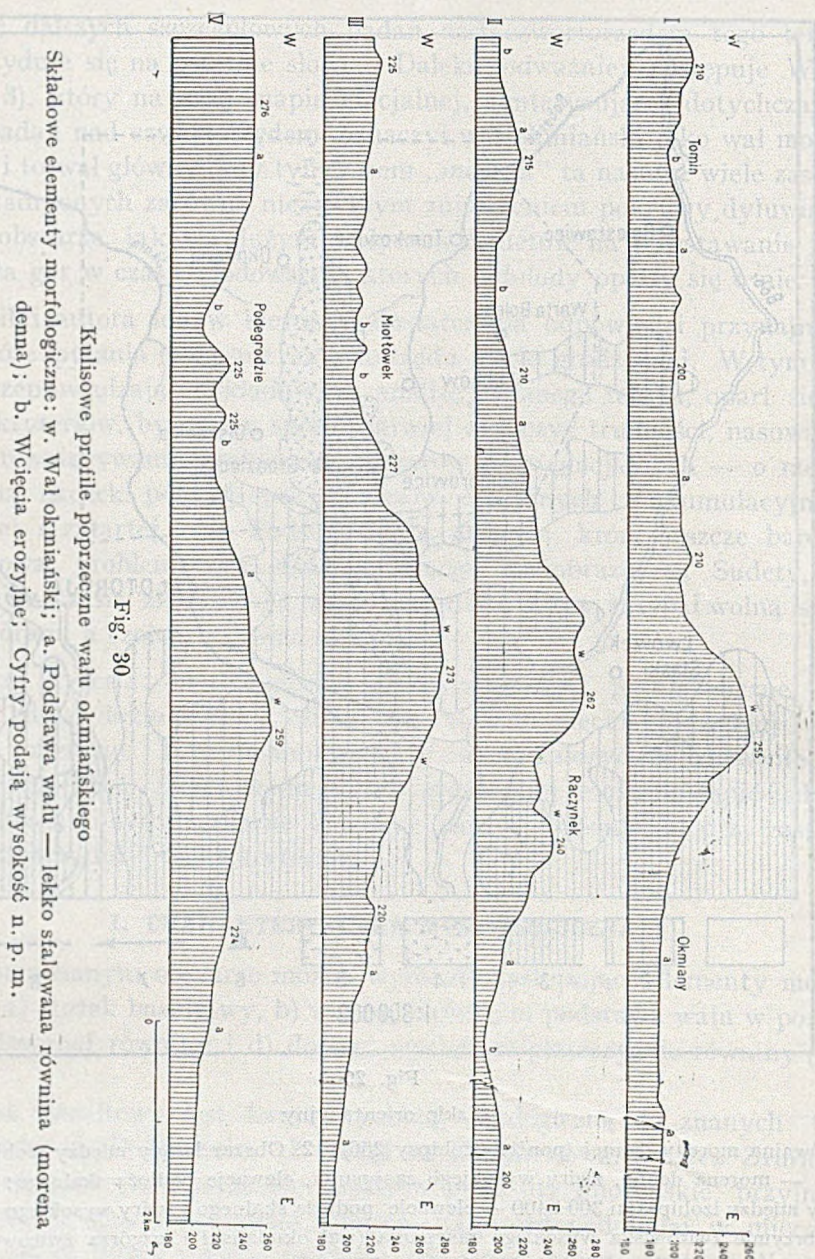
Szkic orientacyjny

1. Równina moreny dennej (poniżej izohipsy 250);
2. Obszar leżący między izohipsami 250 i 300 — morena denna, żwiry wysokiego zasypania, elewacje podłoża skalnego;
3. Obszar leżący między izohipsami 300 i 400 — elewacje podłoża skalnego i żwiry wysokiego zasypania;
4. Olbrzymie żwirowiska wysokiego zasypania (wał okmiański i wzgórza żwirowe);
5. Mokrada i torfowiska;
6. Stożek bazaltowy;
7. Przypuszczalne dawne przepływy Bobra;
8. Granica terenu dokładniej zbadanego.

## 1. RÓWNINA OKMIAŃSKA

Drugi element, największy pod względem powierzchni, to równina okmiańska, otaczająca wał od zachodu, północy i wschodu. Ogólnie dźwiga się ona łagodnie ku południowi tj. od 180 m n. p. m. na N do 240 m na S,





dając ogólne pochylenie  $60/100$ . Równina ta jest dość silnie sfalowana, silniej po zachodniej stronie walu, słabiej po wschodniej, co uwiadcniają kulisowe poprzeczne profile walu (fig. 30). Widać też wyraźnie, iż bardziej płaska równina na północy, pod Tominem, w kierunku południowym, w miarę podnoszenia się, coraz większe przejawia nierówności. Na ogół nierówności te, wynik rozdolinienia równiny, wahają się w granicach od 20 m na północy



do z górą 40 m na południu. Jeszcze dokładniej oddaje zróżniczkowanie powierzchni tego elementu mapka wysokości względnych (fig. 34). Równinę pokrywają izarytmy wysokości względnych o wartościach: 10, 20, 30 m. I tak maksymalne spłaszczenie, o deniwelacjach 0—10 m, obserwujemy pod Okmianami oraz w NW rogu mapy tj. na N od Tomina. Są to niewielkie obszary. Znacznie większy obszar przypada już na równinę lekko sfalowaną tj. o deniwelacjach od 10—20 m. Ten typ sfalowania występuje w postaci dużych płatów, szczególnie na N i E od wału, aczkolwiek i po W stronie wału zajmuje niemalą powierzchnię. W południowej części równiny, gdzie teren, jak wyżej zaznaczono, stale się podnosi, równina coraz bardziej się ożywia i tak koło Podegrodzia deniwelacje wynoszą już 20—30 m a nawet więcej. To samo jest po drugiej stronie wału pod Olszanicą. Ożywienie się reliefu na południu jest wynikiem wysokiego położenia w tej części niecki grodziskiej starszego podłoża (kreda, trias) ze starą predyluwialną rzeźbą. Jak wyglądała pierwotnie, tuż po ustąpieniu lądolodu, okalająca wał równina, powszechnie uważana przez badaczy za równinę moreny dennej, trudno dokładnie określić. Niemniej niejaki światło na to zagadnienie rzuca skorelowanie staro-glacialnej równiny (staro-glacialność tego obszaru nie ulega wątpliwości) z równiną młodo-glacialną. W tym celu wybrano równinę z okolicy Gniezna, (fig. 34) a więc z obszaru najmłodszego zlodowacenia (Varsovien II), przy czym w celu „ilościowego“ ujęcia energii urzeźbienia porównywanych obszarów wykonano w tej samej podziałce dwie mapy wysokości względnych (fig. 33 i 34) oraz dwie mapy pagórkowatości (fig. 35 i 36).

Cóż mapy te dają? Okazuje się, że na ogół młodo-glacialna równina z okolicy Gniezna posiada daleko słabsze sfalowanie, mniejszą energię urzeźbienia od staro-glacialnej równiny z niecki grodziskiej. Różnica ta wyraża się wartością wysokości względnych 0—5 m, najczęściej spotykaną na równinie pod Gniezmem, a nie pojawiającej się w ogóle na staro-glacialnej równinie okmiańskiej. Z tego powodu izarytmy 5 m nie wprowadzono na mapie niecki grodziskiej. Gdy więc typowa równina moreny dennej spod Gniezna kończy się zasadniczo na wys. względnej 10 m, a obszary o wyższych wartościach zalicza się już do moreny czolowej, to na równinie niecki grodziskiej obszary z wysokością względną 20 a nawet 30 m wlicza się jeszcze do równiny denno-morenowej, tworzącej wyraźną podstawę wału.

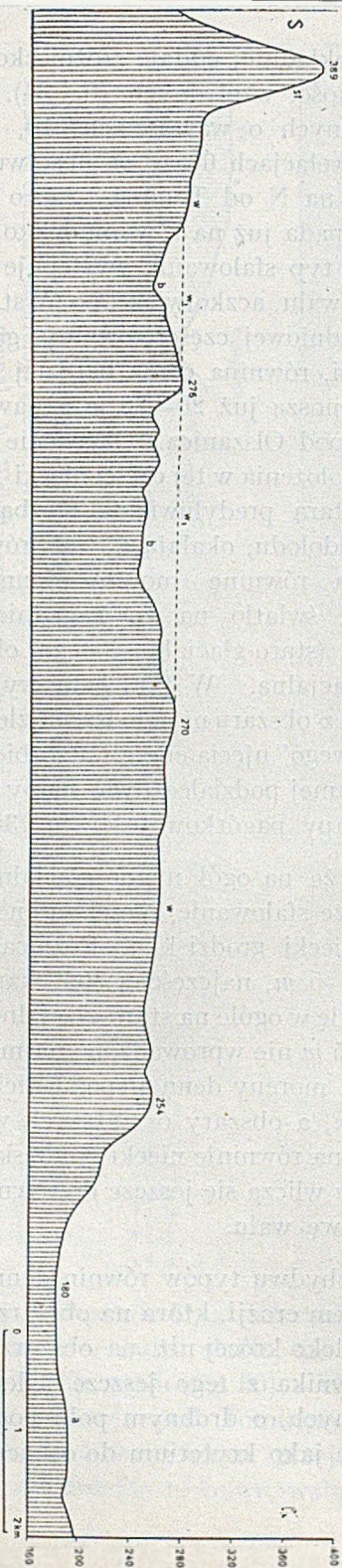
Ta znaczna różnica w sfalowaniu obydwu typów równin denno-morenowych, wynosząca 10 do 20 m, jest dziełem erozji, która na obszarze najmłodszego zlodowacenia (Gniezno) trwała daleko krócej niż na obszarze starszego zlodowacenia (niecka grodziska). Wynika z tego jeszcze jeden wniosek: dokładniejsza mapa wysokości względnych, o drobnym polu podstawowym może posłużyć w pewnych przypadkach jako kryterium do oznaczenia wieku rzeźby krajobrazów polodowcowych.



a. Podstawa wału, lekko sfalowana równina (równina okmiańska); w. Wał; w<sub>1</sub>. Przypuszczalna pierwotna linia profilowa wału;  
b. Nacięcia erozyjne; st. Stożek bazaltowy; Cyfry podają wysokość n. p. m.

Profil podłużny (działem wodnym) wału okmiańskiego

Fig. 31



Równina grodziska jest więc starsza od gnieźnińskiej co najmniej o jeden glacial, jeśli nie o dwa.

## 2. WAŁ OKMIANSKI

Wał okmiański przy szerokości 3—4 km jest długi na 10 km. Zaczyna się u stóp stożka bazaltowego i biegnie następnie prawie południkowo na N, by pod Okmianami raptownie się urwać. Z profilów poprzecznych (por. fig. 30) i podłużnego (fig. 31) widać, że jest to element zwarty, wyraźna jednostka morfogenetyczna. Zwartość wału zaznacza się szczególnie w jego części północnej, gdzie większych nacięć, zmieniających „grań” wału, brak. Nacięcia, i to dość silne, występują w części SW wału (Miotłówek, Lubichowo, Podegrodzie), gdzie erozja wsteczna posunęła się dolinkami w głąb wału na 400 m do 1,5 km, zbliżając się tu i ówdzie do działu wodnego, który skutkiem tego uległ obniżeniu i zdeformowaniu (b na fig. 31).

Wał zarysowuje się w terenie wyraźnie dzięki:

- 1) ostro opadającemu zboczowi (10—15°)
- 2) znacznej wysokości względnej, wahającej się w granicach od 40 do 70 m (odnosząc kulminacje wału do podstawy).

Najwyższy punkt na północnym krańcu wału wynosi 254 m n.p.m., na południu opodal góry bazaltowej 289 m. Podobnie jak i równina otaczająca opada lekko ku północy, przy czym, gdy spadek dla całego wału wynosi 2,10/00, to dla odcinka południowego jest mniejszy i wynosi tylko



1,5‰, natomiast dla odcinka północnego jest znowu większy i wynosi 4‰. Ogólne pochylenie się wału ku N jest nieco słabsze od pochylenia się równiny (6‰).

Z profili poprzecznych, a szczególnie podłużnego, dość wyraźnie wynika, że grzbietowa partia wału jest mało urozmaicona lub wręcz na pewnych odcinkach zupełnie równa, spokojna. Zróżnicowanie w profilach poprzecznych, z wyjątkiem profilu II, niemal nie istnieje — co jest niezmiernie charakterystyczne właśnie dla wału okmiańskiego.

W celu uchwycenia pierwotnej sylwetki w przekroju podłużnym wału poprowadzono profil działem wodnym, tą linią, która zwykle najdłużej zachowuje pierwotny zarys formy terenu. Niestety w części południowej wału, jak już wyżej zaznaczono, dział wodny został przez erozję wsteczną potoków nieco zdeformowany, zachował się on jednak w całej pełni na odcinku północnym, z którego wynika, że wał w profilu podłużnym był zupełnie wyrównany i opadał łagodnie ku północy. Jeszcze dzisiaj można obserwować na wierzcholinie wododziałowej partię zupełnie płaskie (np. tuż na N od Garnczarów) — cecha to obca morenie czołowej.

Stosunkowo dobrze zachowana, pierwotna sylwetka profilowa wału dowodzi możliwości przetrwania w pewnych warunkach dawnych form wałowych i in., powstałych tak, jak np. wał okmiański w czasie starszego wzgl. najstarszego zlodowacenia. Położenie wału okmiańskiego na działem wodnym Boberka i Skorej oraz budowa żwirowa wału to niewątpliwie momenty wpływające zachowawczo na wał. Także stożek bazaltowy, znajdujący się u południowej nasady wału, odegrał raczej rolę osłaniającą wał, szczególnie przed wodami sudeckimi.

Poundulowanie zboczy wału jest wynikiem ponacinania erozyjnego do głębokości 20—40 m, głębokości równej mniej więcej głębokości nacięć z rów-

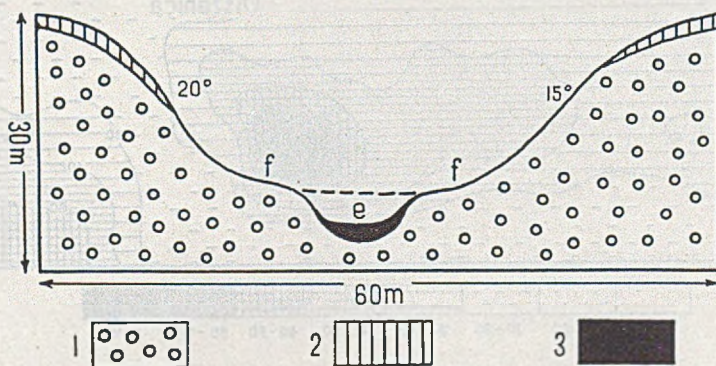


Fig. 32

Profil dolinki suchej (rozłogu) w NE części wału okmiańskiego

f. Sylwetka formy pierwotnej; e. Nacięcie późniejsze; 1. Żwir; 2. Less względnie powłoka żwirowo-lessowa; 3. Deluwium lessowe.



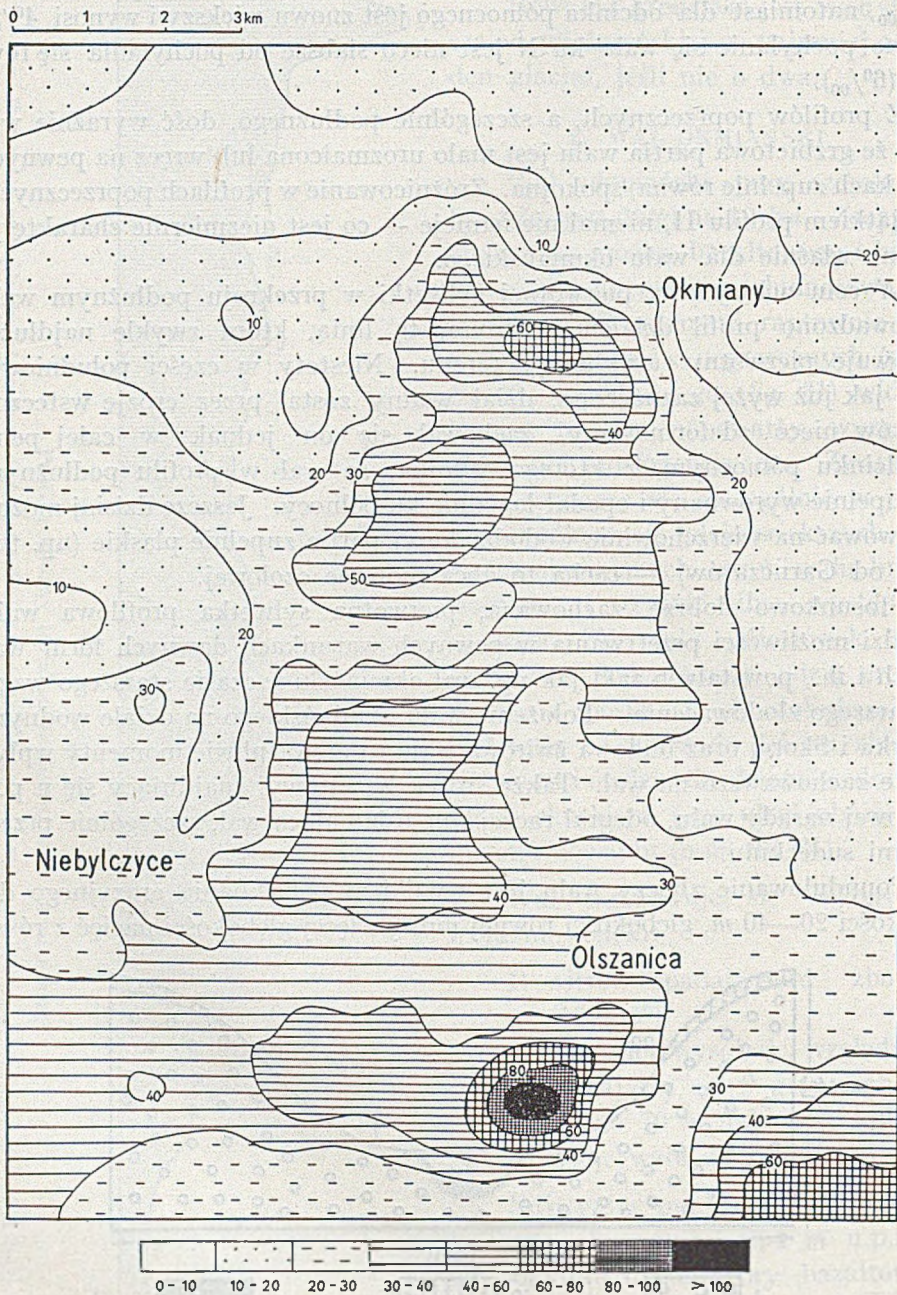


Fig. 33

Mapka wysokości względnych niecki grodziskiej

Przy zastosowaniu pola podstawowego o pow.  $1 \text{ km}^2$  wyprowadzono izarytmy: 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100 m.



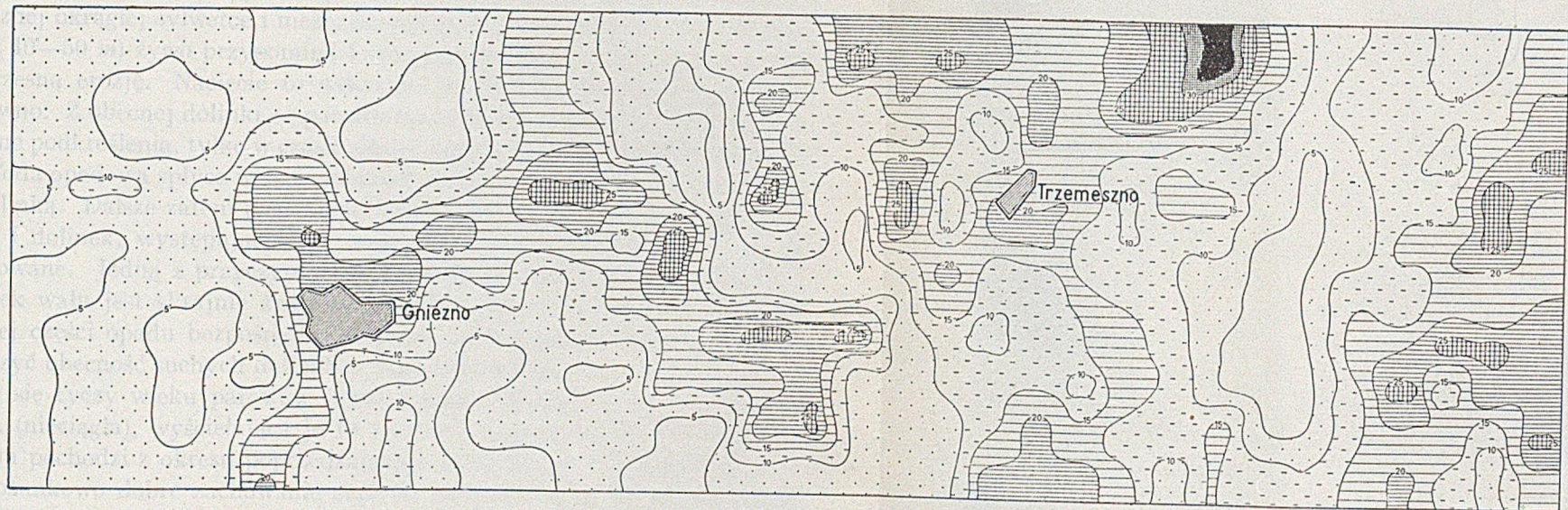


Fig. 34

Mapka wysokości względnych strefy czołowo-morenowej pod Gnieznem

Przy zastosowaniu pola podstawowego o pow.  $1 \text{ km}^2$  wyprowadzono izarytmy: 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35 m.



niny moreny dennej. Jako przykład krótkiej a głębokiej dolinki, rozcinającej wał, może posłużyć jeden z parowów w NE części wału pod Okmianami. Fig. 32 przedstawia właśnie przekrój poprzeczny dolnej, wylotowej partii tego parowu. Z przekroju wynika, iż ogólne nacięcie, licząc od wierzchołku wału, wynosi w sumie 25 do 30 m, oraz, że nacięcie jest wyraźnie dwufazowe: 1) rozleglejsze, które dało szeroką na około 50 kroków dolinkę, o stromych zboczach ( $8^{\circ}$ — $20^{\circ}$ ) i płaskim dnie — jest to forma starsza, 2) małe nacięcie w dnie formy starszej. To drobne wcięcie o głębokości 5—10 m, jest formą młodszą, bodajże współczesną. Starsze wycięcie o charakterystycznej okrągłej sylwetce i nieznacznych rozmiarach (głębokość 20 m, szerokość 40—50 m) żywo przypomina formę rozłogu (12) naciętą na dnie przez współczesną erozję. Nacięcie to wskazuje, że faza trwania rozłogu minęła już dawno. Z obecnej dolinki — parowu korzysta jedynie woda opadowa i to, co godne podkreślenia, tylko w czasie silniejszych względnie dłuższych opadów.

Woda opadowa spłyca wcięcie młodsze, wyścielając je zmywaną ze zboczy wału gliną. Dalsze zatem pogłębianie opisywanego parowu oraz innych parowów i dolinek, występujących w wale, jest albo minimalne albo wręcz zahamowane. Jedną z przyczyn słabej działalności wód w obrębie parowów i dolinek wału jest skrajnie żwirowy charakter wału, pociągający ucieczkę znacznej części opadu bezpośrednio w głąb. Tym przede wszystkim należy tłumaczyć obecność suchych dolinek w wale okmiańskim.

Co się tyczy wieku parowów (owej starszej części), to cienka powłoka lessowa (nieciągła), wyścielająca je tu i ówdzie, upoważnia do przyjęcia, że forma ta pochodzi z okresu poprzedzającego zlodowacenie Varsovien II.

Stosunkowo dobre zachowanie starych form rozłogowych (ze stromymi zboczami) jak również przetrwanie silnych stromizn w obrębie wału, stromizn według wszelkiego prawdopodobieństwa starych, wyjaśnia w dużym stopniu — co już wyżej podkreślono — budowa na wskroś żwirowa wału. Dzięki tej właśnie okoliczności wał do znacznej głębokości był suchy<sup>1</sup> co miało duże znaczenie zachowawcze dla wału, gdyż „rozkładająca“ każdą formę soliflukcja mogła działać przy braku wody w nawierzchni wału w zakresie bardzo ograniczonym, nieporównanie mniejszym niż w wałach np. gliniastych czy ilastych — o płytce występującej wodzie gruntowej.

#### Wał okmiański w świetle map wysokości względnych i pagórkowości

Wyżej wymienione formy wzbogacają w dużym stopniu urzeźbienie wału okmiańskiego, a przy dalej posuniętym rozcięciu, co ma miejsce w kilku punktach wału (partia północna, koło Miotłówka), przypomina on swym dość silnym

<sup>1</sup> Powierzchnia wody gruntowej znajduje się dzisiaj w niektórych partiach wału na głębokości 10 i 15 m, a często i głębiej.



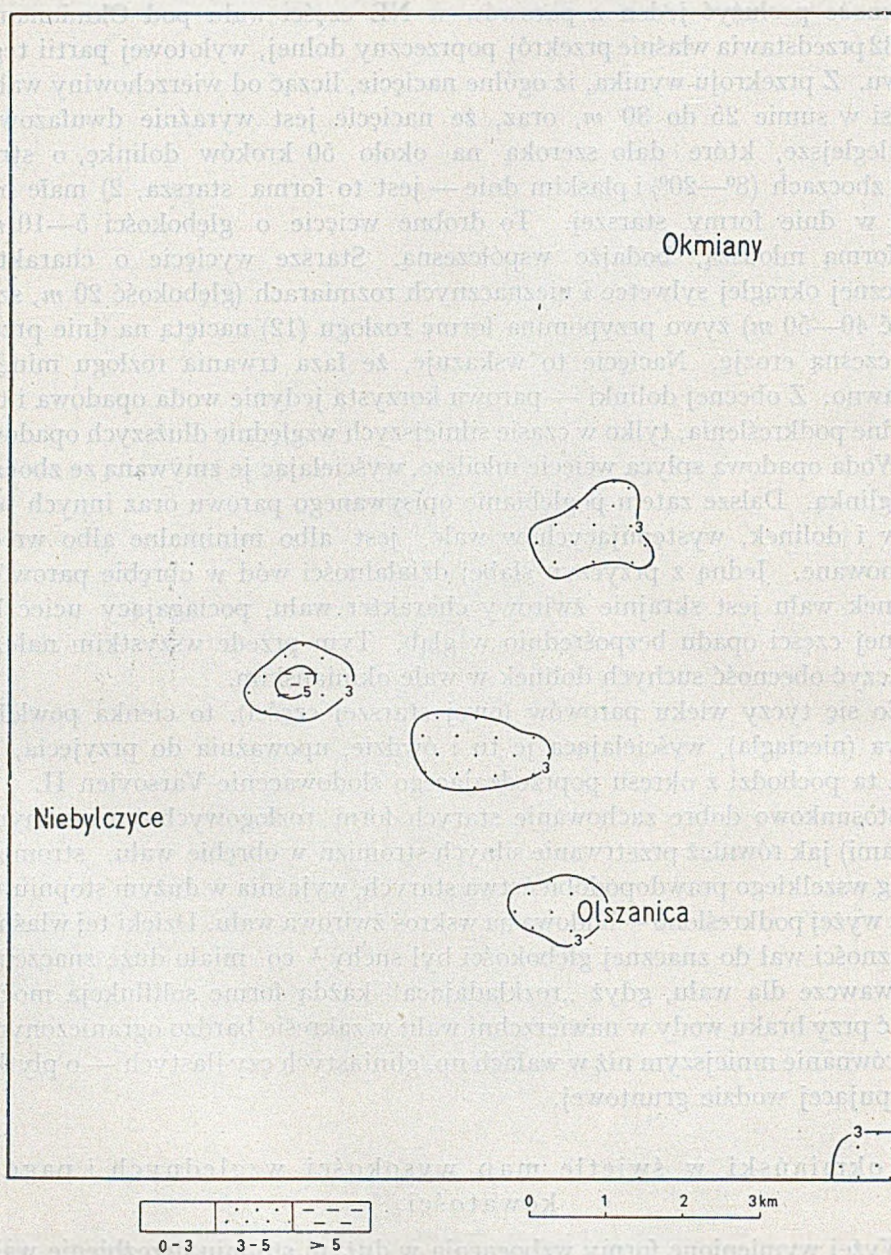


Fig. 35

Mapka pagórkowatości niecki grodziskiej

Przy zastosowaniu pola podstawowego o powierzchni  $1 \text{ km}^2$  wyprowadzono izarytmy: 3 i 5 m.



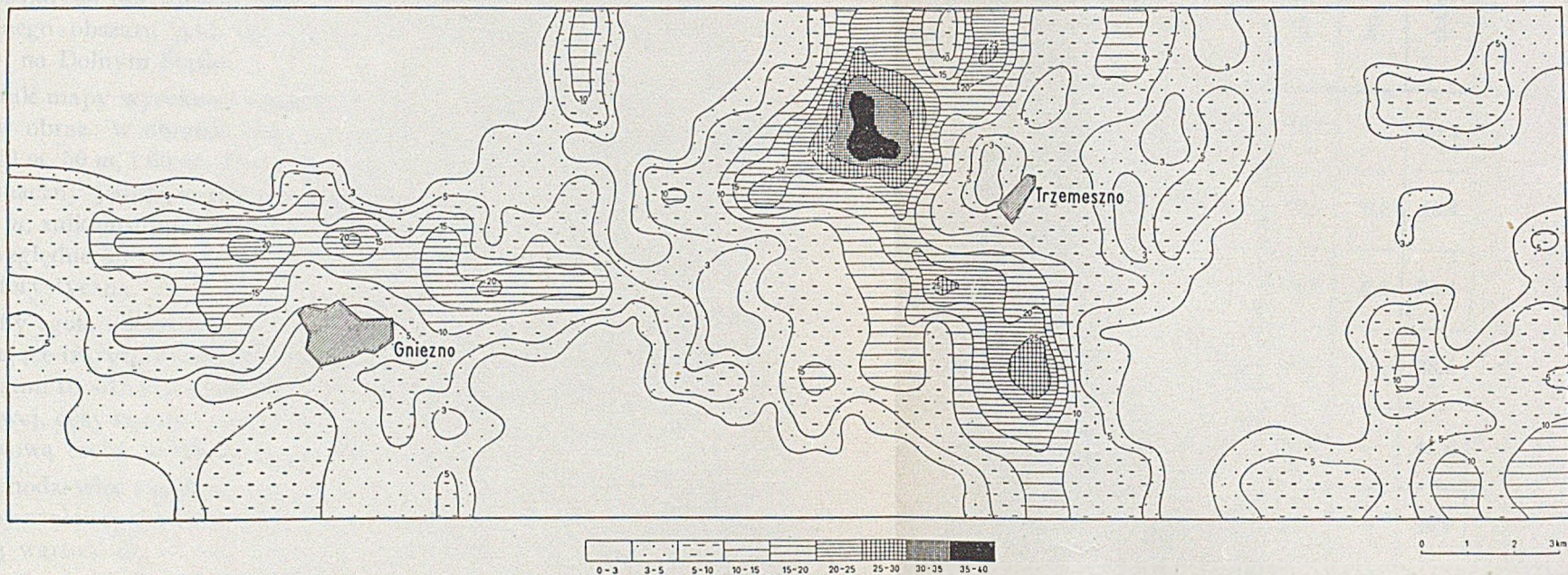


Fig. 36

Mapka pagórkowatości strefy czołowo-morenowej pod Gniezmem

Przy zastosowaniu pola podstawowego o pow.  $1 \text{ km}^2$  wyprowadzono izarytmy: 3, 5 10, 15, 20, 25, 30, 35 m.



rytmem terenu rzeźbę moreny czołowej najmłodszego zlodowacenia. Na ogół jednakże zachodzi bardzo znaczna różnica w typach urzeźbienia między moreną czołową najmłodszego zlodowacenia a wałem okmiańskim, zakwalifikowanym przez Woldstedta (13, 14) na morenę czołową starszego zlodowacenia.

Różnica ta przejawia się w sposób nader jaskrawy na mapach wysokości względnych oraz pagórkowatości, specjalnie wykonanych — jak już wyżej zaznaczono — dla dwóch różnych pod względem wieku terenów: młodoglacjalnego obszaru pod Gnieznem i staro-glacjalnego terenu niecki grodziskiej na Dolnym Śląsku.

I tak mapy wysokości względnych dają następujący dla wymienionych terenów obraz: w obrębie wału okmiańskiego widzimy wysokości względne 30 m, 40 m, 50 m, i 60 m. Przeważa obszar ograniczony izarytmami 30 i 40 m. Dość znaczny jednakże procent przypada na obszar zamknięty izarytmami 40 i 50 m, znikomy zaś na obszar między izarytmami 50—60 m. Zatem wysokości względne 50—40 m a także 40—50 m są dla wału okmiańskiego bardzo charakterystyczne.

Inny zgoła obraz daje morena czołowa spod Gniezna, w której widzi się następujące izarytmy: 10, 15, 20 i 30 m. Wobec tego, że na obszar zamknięty izarytmami 10—15 i 15—20 m przypada przeważająca część strefy czołowo-morenowej, oczywistym wydaje się iż wysokości względne od 10 do 20 m są podstawową cechą środkowo-poznańskiej moreny czołowej.

Zachodzi więc zupełnie wyraźna różnica w urzeźbieniu wału okmiańskiego i moreny czołowej spod Gniezna. Kiedy w pierwszym przypadku deniwelacje osiągają wartość do 60 m i mogą być wyjaśnione tylko rozcięciem, drobne deniwelacje w drugim przypadku, oscylujące między 10 i 20 m, są wyrazem typowej rzeźby (akumulacji) lodowcowej w strefie moreny czołowej, rzeźby, przejawiającej się w bardzo silnym a o małym promieniu rytmie terenu — co szczególnie wyraźnie występuje na mapie pagórkowatości.

Mapki pagórkowatości dają wręcz przeciwieństwo obrazów. I tak stopień pagórkowatości (fig. 35 i 36) na obszarze wału okmiańskiego jest minimalny, gdyż, jak to wynika z mapy, niemal na całym obszarze wału ilość pagórków przypadająca na  $km^2$  jest bardzo nieznaczna i waha się w granicach od 0—3 pagórków na 1  $km^2$ . Godzi się ponadto zauważyć, że znaczna część wału wykazuje jeszcze mniejszą wartość, gdyż tylko 0—1 lub 0—2 pagórków na 1  $km^2$ . Tylko w czterech punktach (małe pola o pow. 1 do 2  $km^2$ ) notujemy 3—5 pagórków na 1  $km^2$ . Wspaniały wał okmiański na mapie pagórkowatości zanika, a stopień pagórkowatości wału jest identyczny ze stopniem pagórkowatości otaczającej wał równiny.

Zatem kryterium morfometryczne zastosowane do niecki grodziskiej w wyżej naszkicowanym ujęciu nie uwidacznia na mapach tych zasadniczych elementów, które w istocie w terenie tak imponująco się zarysowują. Przeciwnie



z map wynika pozornie, iż teren jest morfologicznie monotony, a wału w ogóle nie ma.

Stwierdzenie to bynajmniej nie dyskwalifikuje metody, a wskazuje na jedno: formy niecki grodziskiej są duże, o większym promieniu i nie mieszczą się w kratce o boku 1 *km*. Jest to znamienna i ważna cecha właśnie dla rzeźby niecki grodziskiej.

Zgola inny obraz daje morena czołowa spod Gniezna. Tu ilość pagórków w obrębie moreny czołowej waha się w granicach od 5—30 na 1 *km*<sup>2</sup>, przy czym najpospolitszą wartością jest 10—20 pagórków na 1 *km*<sup>2</sup><sup>1</sup>. Rytmika terenu (stopień pagórkowatości) wykazuje tutaj niezwykle nasilenie, co jest właśnie jedną z cech urzeźbienia typowej moreny czołowej, moreny młodej. Wał okmiański tej cechy nie posiada.

Przeanalizowanie wyżej zestawionego materiału w postaci profilów, map wysokości względnych i pagórkowatości, prowadzi więc do następujących konkluzji:

Wał okmiański nie posiada ani jednej charakterystycznej cechy typowej moreny czołowej. Takie bowiem cechy jak: 1) prostoliniowość, jednolitość i zwartość wału, dalej 2) zbyt duża wysokość względna w obrębie samego wału, 3) płaskość i obszerność wierzchowiny i 4) brak drobnopromieniowego upagórkowienia nie mogą być przypisywane wyłącznie zestarzeniu się moreny czołowej, tj. wtórnym deformacjom.

Wał okmiański, jako wał położy o stosunkowo dużym promieniu, reprezentuje formę pierwotną, która prawie w niczym nie przypomina typowej moreny czołowej i z tego powodu nie może być zaliczana do tej kategorii form, a chociaż uległa ona pewnemu zniszczeniu, zachowała dużo z pierwotnej sylwetki.

## II. CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA

### 1. POWIERZCHNIA PODYLUWIALNA

Poddyłuwalna powierzchnia niecki grodziskiej jest geologicznie mimo małych jej rozmiarów bardzo urozmaicona, co znajduje wyraz w licznych formacjach, budujących ją.

Ogólnie spotyka się w niej wychodnie warstw poszczególnych formacji, które zgodnie z zasadniczym kierunkiem wielkiego północnego uskoku sudeckiego mając bieg mniej więcej z NW na SE, zapadają ku SW. Niezależnie od tej ogólnej orientacji tektonicznej należy wspomnieć

<sup>1</sup> Dla uzupełnienia dodać należy, że równina moreny dennej pod Gniezmem wykazuje tylko 0—3 i 3—5 pagórków na 1 *km*<sup>2</sup>, dzięki czemu granica między moreną denną i czołową występuje na mapie pagórkowatości bardzo wyraźnie i pewnie.



jeszcze o bardzo silnym zdyslokowaniu niecki grodziskiej o kierunkach zgodnych i niezgodnych z podłużną osią niecki.

Czy i jaki wpływ wywarły budowa geologiczna i tektonika tego obszaru na rzeźbę powierzchni poddyluwialnej — nie wiadomo. Wiadomo natomiast, że powierzchnia poddyluwialna, ścinając formacje geologiczne pod ostrym kątem, reprezentuje typ penepłeny dość mocno sfałowanej.

W nawiązaniu do naszkicowanej wyżej budowy geologicznej omawianego obszaru: krzemionkowe łupki tj. najstarsze utwory (sylur) spotyka się w NE części niecki, tj. na wschód od wału okmiańskiego, gdzie np. pod Olszanicą utwory te przebijają się poprzez cienką pokrywę dyluwialną. Przesuwając się dalej ku SW spotykamy kolejno coraz to młodsze utwory, więc czerwony spagowiec, ily i dolomity górnego cechszty-

nu, następnie piaskowiec pstry, wapień muszlowy i na koniec piaskowiec ciosowy (turon), pojawiający się w SW części omawianego obszaru.

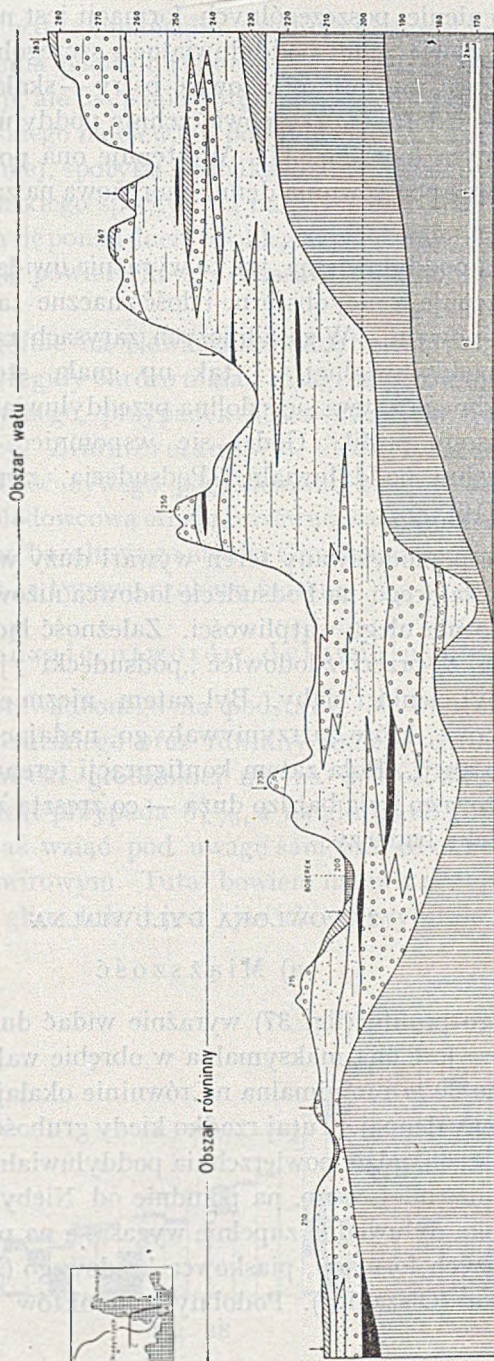


Fig. 37

Profil geologiczny przez wał okmiański i równinę niebyleżycką na linii A — B — C (porównaj plan sytuacyjny w rogu profilu) 1. Cechsztyń; 2. Pstry piaskowiec; 3. Piaski drobne lub żwirki z wkładkami mulku; 4. Wkładki ilów; 5. Żwirtek; 6. Żwir z żwirkiem i piaskiem; 7. Gruby żwir z otoczkami; 8. Żwir zlepiiony gliną; 9. Głina lub glinka; 10. Mada; 11. Wiercenia do powierzchni podplejstocenińskiej (przeważnie do pstręgo piaskowca).



Rozprzestrzenienie poszczególnych formacji jest nierówne i bodajże największą połać w powierzchni poddyluwialnej, szczególnie w części północnej omawianego obszaru, zajmuje piaskowiec pstry — skała o minimalnej odporności. Skała ta w całości tworzy powierzchnię poddyluwialną na załączonym profilu geologicznym (por. fig. 37). Występuje ona pod wałem okmiańskim, doliną Boberka oraz pod równiną denno-morenową na zachód od wału okmiańskiego.

Powierzchnia poddyluwialna, jak to wyraźnie uwidacznia profil, jest silnie sfalowana. Występuje w niej obszerne i dość znaczne zagłębienie (z górą 50 m) o charakterze dolinowym. W zasadniczych zarysach rzeźba dzisiejsza odpowiada rzeźbie poddyluwialnej. I tak np. mała stosunkowo dolina Boberka dość dokładnie pokrywa się z doliną przeddyluwialną — co tak wyraźnie uwidacznia załączony profil. Godzi się wspomnieć, że na znaczne nierówności powierzchni poddyluwialnej Podsudecia, zwraca uwagę już m. in. Zimmermann (16).

Że tak silnie pomodelowany teren wywarł duży wpływ na sposób poruszania się wkraczającego na Podsudecie lodowca niżowego oraz na jego pracę akumulacyjną, to nie ulega wątpliwości. Zależność łądolodu od konfiguracji była tym większa, że przecież lodowiec „podsudecki“, jako lodowiec u krańca swego zasięgu, był cienki i słaby. Był zatem niezmiernie czuły na wszelkie przeszkody terenowe, które zatrzymywały go, nadając mu kierunek, niejako decydując o jego akcji. Rola zatem konfiguracji terenu, szczególnie na peryferii łądolodu niżowego była bardzo duża — co zresztą znajduje potwierdzenie w poglądach wielu badaczy.

## 2. POWŁOKA DYLUWIALNA

### a) Miąższość

Z załączonego profilu (fig. 37) wyraźnie widać dużą zmienność w miąższości dyluwium. Jest ona maksymalna w obrębie wału okmiańskiego, gdzie osiąga wartość do 60 m i minimalna na równinie okalającej wał okmiański tj. na obszarze moreny dennej. Tutaj rzadko kiedy grubość dyluwium przekracza 10 m, a w miejscach, gdzie powierzchnia poddyluwialna tworzy wyraźniejsze elewacje, jak to ma miejsce np. na południe od Niebylczyc, na południe od Olszanicy, powłoka dyluwialna zupełnie wygasa, a na powierzchni ukazuje się wietrzelina starszych formacji, piaskowca kredowego (Niebylczyce) względnie sylurskiego łupka (Olszanica). Podobnych punktów można by przytoczyć więcej.

Warto ponadto dodać (fig. 37), że grubość dyluwium wzrasta i to znacznie w obrębie zagłębień dolinowych powierzchni poddyluwialnej; i tak w naszym przypadku miąższość dyluwium na linii poddyluwialnej doliny wynosi 50 m



tj. niespełna tyle co i na wale okmiańskim. Godnym podkreślenia jest nie całkowite zasypanie zagłębienia poddyluwialnego, gdyż jest to normalnym zjawiskiem każdej akumulacji, ale usypanie potężnej pokrywy żwirowo-piaszczystej w postaci wału okmiańskiego na elewacji poddyluwialnej. Tutaj właśnie, a nie na równinie moreny dennej, spotyka się maksymalne miąższości dyluwium.

Żwiry wału okmiańskiego spoczywają na pewnego rodzaju cokole poddyluwialnym, wznoszącym się ponad dnem obokległej poddyluwialnej doliny o 50 m, a ponad poddyluwialną powierzchnią z obszaru moreny dennej 20—30 m (i więcej).

Wobec tego, że ogólnie na elewacjach poddyluwialnych akumulacja lodowcowa bywa niemal z reguły bardzo niska z uwagi na przewagę w takich punktach czynnika egzaracyjnego, przypadek obserwowany w wale okmiańskim staje się tym osobliwszy. Zimmermann (9), którego wał okmiański także zainteresował i który dość żywego pomodelowania omawianego terenu nie jest skłonny łączyć z polodowcową erozją, zarówno wał okmiański jak i wzgórze na południowy zachód od bazaltowego stożka Grodzka uważa za twór, powstały u czoła lądolodu, a więc za typową czołową morenę.

#### b) Rodzaje utworów dyluwialnych

Z obliczenia przeprowadzonego na podstawie 30 wierceń, wykonanych na obszarze wału okmiańskiego oraz równiny moreny dennej, okazało się, iż cały czwartorzęd niecki grodziskiej ma na wskroś żwirowy charakter. Na żwiry bowiem i piaski przypada 87%, a na gliny i do glin zbliżone utwory tylko 13%. Jeśli zaś wziąć pod uwagę sam wał, to okaże się, że jest on tworem niemal czysto żwirowym. Tutaj bowiem na żwir przypada 90 a nawet 95 i więcej procent, a glina lub il jest zjawiskiem wybitnie sporadycznym.

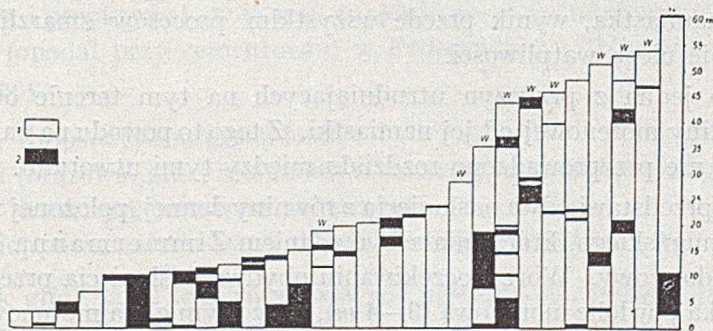


Fig. 38

Zestawienie uwidaczniające stosunek procentowy żwiru do ilu w plejstocenie niecki grodziskiej

Słupki z literą „w” oznaczają wiercenia w wale okmiańskim, pozostałe słupki przedstawiają rdzenie wiertnicze głównie z moreny dennej; 1. Żwir lub piasek; 2. Gлина lub il.



Stopień żwirowatości na całym terenie i w obrębie samego wału ilustruje załączone zestawienie (fig. 38), z którego widać, że masa żwirowa (żwirowo-piaszczysta) dominuje wszędzie, a glina, względnie il, pojawiają się jedynie w postaci cienkich, niekiedy bardzo nikłych wkładek, nie zmieniających prawie w niczym zasadniczego charakteru dyluwium tego obszaru. Wkładki te, o ile występują, pojawiają się czasem w kilku poziomach tak, że i na obszarze moreny dennej glina nie trzyma się jedynie stropu przekroju, jakby można oczekiwać, ale występuje i w spagu i w stropie i środkiem profilu. Na ogół, to należy podkreślić, morena denna jest bardziej gliniasta, chociaż i tutaj żwir dominuje, a powłoka gliny rzadko kiedy osiąga grubość kilku *m*.

Zdecydowany charakter żwirowy i to nie tylko wału okmiańskiego ale bez mała całego dyluwium tego obszaru, w ogólności o znacznie grubszym żwirze niż na obszarach dyluwium bardziej północnego, Ziemi Lubuskiej czy nawet Pomorza, nie odpowiada oczywiście zasadzie: im dalej od centrów egzaracji, tym materiał dokładniej starty, tym drobniejszy. Prowadzi to do dalszego wniosku: żwiry niecki grodziskiej, acz dyluwialne, nie są pochodzenia północnego. Jest to materiał w znakomitej przewadze, jak się to jeszcze niżej pokaże, pochodzenia miejscowego tj. sudeckiego.

Przeglądnijmy po kolei wymieniane z tego obszaru materiały dyluwialne.

#### a. Glina morenowa

Glina morenowa niecki grodziskiej oraz terenów przyległych jest przeważnie nietypowa, posiada nieznaczną miąższość, kolor niemal z reguły brązowy, a tylko wyjątkowo szary. Najczęściej posiada ona miąższość kilkudziesięciu *cm*, konsystencję miejscowego lessu wzgl. glino-lessu, od którego różni się mniejszą lub większą domieszką żwiru, otoczków i czasem gładów, co w sumie daje strukturę gliny morenowej. Że to nie jest typowa glina morenowa, a jedynie namiastka, wynik przede wszystkim procesów zmarzlinowych<sup>1</sup>, to prawie nie ulega wątpliwości.

Jest to jedna z przyczyn utrudniających na tym terenie oddzielenie właściwej gliny morenowej od jej namiastki. Z tego to powodu na załączonych ilustracjach nie przeprowadzono rozdziału między tymi utworami.

Fig. 39 przedstawia dwa odsłonięcia z równiny dennej, położonej na zachód od wału okmiańskiego, która miała być zdaniem Zimmermanna (9) zajęta przez łob lodowcowy. Wbrew oczekiwaniu obydwie odsłonięcia przedstawiają bardzo cienką powłokę morenową (3—4 *m*), przy czym glina morenowa, której

<sup>1</sup> Termin „zmarzlina“ jest coraz częściej stosowany w geograficznej literaturze. Ostatnio wysuwa go A. Jahn (14), uważając, że jest to jeden z najszcześniejszych terminów, użytych w naszym słownictwie na określenie wiecznie zmarzniętej gleby. Przez proces zmarzlinowy rozumie wszystkie przemiany, zachodzące w glebach zmarzlinowych pod wpływem mrozu i słońca.



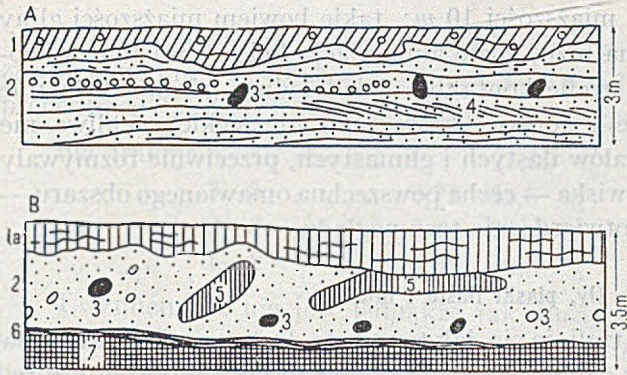


Fig. 39

Przekroje moreny dennej: A — spod Niebylczyc i B — spod Lubichowa (punkty położone na zachód od wału okmianiskiego)

1. Gлина szara z glazikami; 1a. Less przemyty, lekko zaburzony (glinoles); 2. Żwir wyraźnie warstwowany (przekrój A) i bez warstwowania (przekrój B); 3. Glaziki, glazy; 4. Piaski poziomo lub krzyżowo warstwowane; 5. Porwaki ilu; 6. Warstwa przejściowa do 7; 7. Pstry piaskowiec.

tutaj należało by się spodziewać, jak to ma miejsce na obszarach denno-morenowych na niżu, jest i nietypowa i bardzo drobnej miąższości. I tak przekrój A posiada dość wyraźny fluwiogłacjal i cieniutką powłokę szarej gliny ze żwirem, którą można uznać za morenową. Dyskordancja między gliną a fluwiogłacjallem jest raczej wtórnego pochodzenia — wynik między innymi procesów zmarzlinowych. Drugie odsłonięcie, przekrój B, reprezentuje powłokę dyluwalną o miąższości za-

ledwie 3 m, przy czym powłoka gliniasta jest zupełnie pozbawiona żwiru i glazów. Jest to typowy glino-less. Podścielający ją piasek bez warstwowania, z glazami i krami ilu, raczej sprawia wrażenie piasków zwałowych, także o charakterze nietypowym.

Położenie odsłonięcia na pograniczu zbocza i dna doliny (Boberka) nasywa możliwość wtórnych przeobrażeń, wywołanych spelzywaniem, całkowicie zacierających pierwotną strukturę osadu morenowego.

Ciekawsze i pewniejsze odsłonięcie, gdzie występują razem: typowa glina morenowa i przykrywający ją less, znajduje się po południowej stronie kamieniołomu (opodal przy cementowni) w Podegrodziu. Układ warstw jest tam następujący:

żółty (brązowy) less (glino-less),	2—3 m
żółta (brązowa) glina morenowa o konsystencji zbliżonej do glino-lessu, przemieszana ze żwirem,	3—5 m
głębiej powierzchnia wapienia muszlowego (rumosz).	

Tak glina jak i less są całkowicie odwapnione, poza tym glina morenowa przechodzi miejscami niemal w czyste żwiry.

Zimmermann przyjmuje (16), że pierwotna grubość gliny morenowej wynosiła na omawianym terenie 10 m, gdy dzisiaj około 2 m. Pogląd ten jest o tyle mało przekonujący, że: 1) lodowiec podsudecki, jako lodowiec peryferyczny, a więc o nikłej sile akumulacyjnej nie był w stanie sformować



pokładu gliny morenowej o miąższości 10 m; takie bowiem miąższości gliny należą do rzadkości nawet na niżu, gdzie akumulacja lodowcowa była wielokrotnie potężniejsza; 2) w strefie kontaktowej łądolodu z górami dużą rolę odgrywały wody lodowcowe i górskie, które jako niezwykle ruchliwe nie sprzyjały akumulacji materiałów ilastych i gliniastych, przeciwnie rozmywały je i unosiły. Olbrzymie żwirowiska — cecha powszechna omawianego obszaru — to może najwymowniejsze potwierdzenie tego poglądu.

### β. Iły, piaski ilaste i mulki

Iły, piaski ilaste i mulki trafiają się, jak to zresztą dostatecznie uwidacznia profil geologiczny (fig. 37) w całym przekroju dyluwialnym i reprezentują raczej drobne wkładki niż poważniejsze pokłady. Jest to może jeszcze jeden dowód na żywotność wód, którym olbrzymie żwirowiska niecki grodziskiej zawdzięczają swe powstanie.

Spotykane bagienka i wycieki wody gruntowej (Garnczary, Olszanica) opierają się, jak przypuszczam, na ilach mioceńskich, także cienkich i nie tworzących ciągłej powłoki, jak to wykazały liczne wiercenia. Rola ilów i w ogóle ilastych materiałów, zarówno dyluwialnych, jak i trzeciorzędowych jest na omawianym obszarze raczej minimalna.

### γ. Żwiry

Wobec tego, że żwiry, jak to już wyżej zaznaczono, są podstawowym materiałem dyluwium opisywanego obszaru, wymagają one dokładniejszego omówienia.

Z dołączonej tabeli, przedstawiającej: skład mechaniczny (kolumna I), skład petrograficzny (kolumna II) i stopień obtoczenia (kolumna III) żwiru (wzgl. piasku) przejawia się na ogół dość duża jednolitość materiału żwirowego, bez względu na to, z którego punktu wału on pochodzi. Także i głębokość, z jakiej pobrano próby, nie wiele wpływa na obraz żwiru.

Biorąc za podstawę skład mechaniczny można wyróżnić w dyluwium niecki (a szczególnie wału okmiańskiego): 1) piasek o ziarnie < 2 mm, 2) żwir drobny lub żwirek o ziarnie od 1 do 3 mm i 3) żwir o ziarnie > 3 mm. Na ogół te trzy odmiany nie występują w czystym typie lecz najczęściej tworzą mieszaninę piasku ze żwirkiem lub żwirem lub żwirku ze żwirem. Żwir jednolity pod względem wielkości ziarna pojawia się raczej dość rzadko; przeważnie w postaci drobnych wkładek lub warstw.

W całej masie żwirowej żwir o średnicy ponad 10 mm rzadko osiąga wartość 10%. Przeciwnie żwir wału okmiańskiego często nie posiada ziarna tej frakcji. Dlatego ziarno o średnicy 10 mm można uważać za wartość graniczną dla żwirów omawianego obszaru.



Do frakcji zaś, na które przypada główna masa żwiru, należą frakcje ziarna o średnicy 5—10 mm, 3—5 mm, 2—3 mm i 1—2 mm. Skrajne wartości procentowe dla tych frakcji kształtują się następująco:

dla frakcji 5—10 mm	od	0	—	25,09	%
„ „ 3—5 „ „	„	0,75	—	34,6	%
„ „ 2—3 „ „	„	2,14	—	30,0	%
„ „ 1—2 „ „	„	15,34	—	42,9	%

Ta zmienność nie jest jednakże tak duża, jakby się to mogło wydawać na podstawie wartości skrajnych. Średnie wartości procentowe dają obraz bardziej jednolity, poza tym, co należy podkreślić, udział co najmniej kilku klas ziarna w danej próbie bywa na ogół dość wyrównany. Jako przykład może posłużyć analiza nr 3, w której cztery podstawowe frakcje ziarna wykazują następujące wartości: 20,70%, 20,69%, 18,70%, 26,16%. Wskazuje to na dość równomierne przemieszanie masy żwirowej. Godzi się poza tym podnieść fakt niemal całkowitego braku w żwirach części ilastych, co jest szczególnie dla wału okmiańskiego bardzo charakterystyczne.

Duże znaczenie dla genezy wału okmiańskiego i w ogóle żwirów omawianego terenu posiada zmienność wielkości żwiru w kierunku pionowym i poziomym. Niestety skromna ilość analiz nie pozwala na zadawalającą odpowiedź.

Próby nr 4, 5, 6 i 9 pochodzące z jednej żwirowni i to z głębokości kolejno 1 m, 3 m i 11 m, najwidoczniej wskazują na drobnienie żwiru w miarę postępowania w głąb. Potwierdzają to także obserwacje a przede wszystkim profil geologiczny (fig. 37), z którego wynika, że żwir gruby trzyma się raczej stropu, gdy środek i spąg pokrywy żwirowej posiadają materiał drobniejszy. Dotyczy to szczególnie wału okmiańskiego.

Z przytoczonych w tabeli kilkunastu analiz nic nie można natomiast powiedzieć o zmienności żwirów w kierunku poziomym. Z obserwacji terenowych, makroskopowego przepatrzenia odsłoneń, raczej wynika, że na ogół żwir drobnieje w kierunku północnym, przy czym różnica wielkościowa między żwirem południowego i północnego krańca wału jest bardzo nieznaczna. Świadczyłoby to o niemal tych samych warunkach transportowych na obszarze całego wału. Przestrzeń wynosząca 10 km (długość wału) o tym samym spadku, a zatem i tej samej sile transportowej osadzających wód była za mała, by mogły się zaznaczyć większe różnice w wielkości transportowanego żwiru.

Stopień obtoczenia ziarna kwarcowego o średnicy 1 mm, określony metodą autora<sup>1</sup> także wskazuje na dużą jednolitość żwiru (por. tabelę, kolumna III).

<sup>1</sup> Stopień obtoczenia i zaokrąglenia określano dotąd przy pomocy binokularu (mikroskopu), klasyfikując ziarno według jego kształtu na trzy zasadnicze grupy: ziarno okrągłe, półokrągłe i graniaste. Nie trzeba uzasadniać, że określanie kształtu ziarna jedynie przy pomocy binokularu jest niecisłe i bardzo subiektywne, gdyż ziarno półokrągłe może być przez jednego badacza zaliczone do ziarna okrągłego, przez drugiego do półokrągłego. Poza



I tak wszystkie próby pozbawione są ziarna okrągłego (zupełnie obtoczonego), co się wyraża w niskim procencie, przypadającym na ziarno okrągłe (od 0,7 do 8,9%) a wysokim procentem (od 90% w górę), przypadającym na ziarno półokrągłe i graniaste, a więc ziarno, które stosunkowo niewiele lub nic nie ucierpiało od czynników niszczących.

Według wyróżnionych przez autora na podstawie kształtu ziarna typów piasku (wzgl. żwiru): A, B, C<sup>1</sup> oraz podtypów, żwiry wału okmiańskiego wykazują po większej części typ A, tj. typ w którym dominuje ziarno graniaste. W naszym przypadku wypada nań od 54,2% do 76,7%, gdy na ziarno półokrągłe już tylko od 18,4% do 45,1%, a na ziarno okrągłe znikomy odsetek. Niewątpliwie świadczy to m. in. o niewielkiej drodze, odbytej przez dany materiał, skoro siły niszczące nie zdołały go zaokrąglić.

Prócz tego wyjściowego typu widzimy jeszcze wśród żwiru typ B, w którym ziarno półokrągłe wykazuje przygniatającą przewagę i typ A/B tj. typ pośredni między A i B. Typ B o ziarnie mocniej startym występuje w trzech przypadkach, przy czym w dwóch u żwirów zakwalifikowanych jako żwiry zwalowe. Szczegół ten jest o tyle ważny, że typ B jest według dotychczasowych

tym jest to sposób niezmiernie żmudny, który przy stosowaniu metod statystycznych, wymagających setek analiz, nie może być wyzyskany.

W celu uniknięcia subiektywizmu oraz umożliwienia szybkiego wykonywania analiz autor zastosował równię pochyłą, wychodząc z założenia, że: przy małym stopniu nachylenia równi stoczy się z wysypanej próby ziarno na równię ziarno zupełnie okrągłe, przy silniejszym pochyleniu ziarno coraz bardziej graniaste. W ten sposób autor wydzielił kilka klas ziarna, a mianowicie:

- |             |                 |   |                     |
|-------------|-----------------|---|---------------------|
| I klasa:    | ziarno okrągłe, | które stoczyło się przy nachyleniu równi od | 0°—10°              |
| II .. .. .  | .. .. .         | półokrągłe .. .. .                          | .. .. . 10°—15°     |
| III .. .. . | .. .. .         | graniaste .. .. .                           | .. .. . powyżej 15° |

Klasy te odpowiadają, jak to stwierdzono mikroskopowo owym wyżej wydzielonym trzem grupom ziarn z tym, że przy użyciu metody autora subiektywizm całkowicie odpada, nadto szybkość wykonywania analiz jest nieporównanie większa. Opiszana metoda oraz pewne osiągnięte na tej drodze wyniki zostały już częściowo opublikowane (3, 4, 5).

<sup>1</sup> Autor wyróżnił 3 zasadnicze typy materiału piaszczystego w zależności od udziału w danym materiale (piasku, żwiru) klas ziarna: 1. okrągłego, 2. półokrągłego i 3. graniastego. Są to typy: A, B, C. W typie A najwyższą ilość wykazuje ziarno graniaste, znacznie niższą półokrągłe, a już minimalną ilość okrągłe. Jest to zatem typ reprezentujący najlepiej zachowane ziarno, ziarno o kształcie najbardziej pierwotnym. Przeciwnieństwem typu A jest typ C, który ziarna okrągłego posiada najwięcej a graniastego znikomy odsetek. Typ ten przedstawia ziarno bardzo zniszczone. Typ B znajduje się niejako pośrodku między typami A i B. W nim ziarno półokrągłe zajmuje pierwsze miejsce. Jest zrozumiałe, że można, zależnie od potrzeby, tworzyć podtypy jak: A/B, B/C itd.

Na ogół poszczególne stopnie (typy) zniszczenia (zaokrąglenia) ziarna odpowiadają określonej środowisku, w którym ziarno to przebywało. I tak typ C (maksymalne zniszczenie) najczęściej występuje w piaskach wydmowych, typ B w materiałach lodowcowych, zaś typ A jest charakterystyczny dla materiału rzecznoego, względnie morskiego. Tutaj zniszczenie jest minimalne (por. lit. 3, 4, 5).



badania autora (3, 4, 5) typem środowiska glacialnego (woda i lód), gdy typ A pochodzi ze środowiska czysto wodnego (rzeka, morze). Środowisko lodowcowe, jakby z tego wynikało, było dla ziarna bardziej niszczące. Typ B, a więc typ środowiska lodowcowego, posiadają przede wszystkim gliny morenowe, co potwierdzają analizy nr 1 i nr 13 w załączonej tabeli.

Nie wchodząc w szczegóły, gdyż skromna ilość analiz pozwala w tej chwili jedynie na tymczasowe wnioski, nie można nie zauważyć na tabeli, że ziarno kwarcowe piaskowca ciosowego (turon) niecki grodziskiej, acz także typu A, ustępuje pod względem graniastości, a więc świeżości ziarna, niektórym partiom żwiru wału okmiańskiego i to nawet w znacznym stopniu. Różnice te ujmuje załączone zestawienie:

piaskowiec ciosowy ma ziarna graniastego	58,3%
żwir nr 10	67,7%
„ nr 3	68,2%
„ nr 2	76,7%

Ziarno piaskowca ciosowego, który niewątpliwie w materiale dyluwialnym i trzeciorzędowym tego obszaru występuje na złożu wtórnym, okazuje się bardziej przyniszczone od ziarna żwiru dyluwialnego, w którym ziarno mioceńskie czy turońskie po przejściu przez „młyn“ lodowcowy winno, jakby należało oczekiwać, być bardziej starte, bardziej okrągłe. Ten na pozór drobny fakt prowadzi do dalszego wniosku: ziarno kwarcowe żwirów dyluwialnych pochodzić może z innego źródła, nie tylko z piaskowca ciosowego i żwiru mioceńskiego. Przypuszczenie to zgadza się najzupełniej z poglądem Zimmermanna (16), który przyjmuje, iż jednym z głównych dostarczcycieli żwiru kwarcowego był kwarc żyłowy Sudetów. Dodać należy, że granity Karkonoszy i Gór Izerskich też odegrały w tym względzie niemałą rolę.

Żwir, który powstał z rozkruszenia żył kwarcowych i który był wystawiony tylko na jedną fazę niszczenia, np. tylko w dyluwium, reprezentuje, jak należy przyjąć, najlepiej zachowane ziarno — ziarno graniaste. Żwir zaś, który odbył olbrzymią drogę i dwie lub więcej faz niszczenia, jak to ma miejsce ze żwirem z piaskowca ciosowego lub żwirem mioceńskim — znajduwanym obecnie w dyluwium, musi być bardziej zaokrąglony. Są to delikatne lecz uchwytnie różnice.

Na zakończenie należy stwierdzić, że zmienność typów w żwirach wału i to zarówno w kierunku poziomym jak i pionowym istnieje, nigdy jednakże nie wykracza ona poza typ A i B, przy czym, jak na wstępie zaznaczono, częstotliwość typu A jest większa — co wskazuje na silny udział w żwirach wału ziarna pochodzącego z żył kwarcowych.

W żwirze wału okmiańskiego (por. tabelę, kolumna II) na czoło wysuwają się dwie grupy ziarna: grupa kwarców i grupa krystalinów (bez kwarców), jak skalenie oraz fragmenty skał krystalicznych. Grupa kwarców jest daleko



silniejsza od grupy krystalinców. Kiedy bowiem na grupę kwarców przypada od 58,2 do 82,8%, to na grupę krystalinców przypada tylko 16,0 do 41,8%. Średnio na grupę kwarców przypada 71,4%, zaś na grupę krystalinców tylko 27,3%. Ziarno kwarcowe nadaje więc żwirom wału okmiańskiego zasadniczy ton. Na inne grupy: krzemienie i wapienie przypada znikomy odsetek, nie wpływając w najmniejszym stopniu na ogólny obraz petrograficzny żwirów. Także grupa piaskowców i innych niewapiennych skał osadowych odgrywa minimalną rolę, oscylując w granicach od 0—2,2%.

Niestety brak prób ze spągu wału nie pozwala na dokładniejsze uchwycenie zmienności składu petrograficznego w kierunku pionowym. Próby, które przeanalizowano, nie pochodzą z większej głębokości jak — licząc od powierzchni — 11 *m* i nie mogą dać z tego powodu pełnego obrazu zmienności. Z danych, przedstawionych na tabeli wynika, że w górnej części wału tj. w warstwie liczącej ok. 15—20 *m*, warstwie udostępnionej przez odsłonięcia, zmienność zarówno w kierunku pionowym jak i poziomym jest niewyraźna.

I tak np. w żwirowni z Grodziska notujemy:

na głębokości 11 <i>m</i>	69,1%	ziarna kwarcowego
na głębokości 3 <i>m</i>	58,2%	„ „
na głębokości 1,5 <i>m</i>	61,6%	„ „

W tym przypadku maksymalna ilość ziarna kwarcowego występuje na dnie żwirowni, strop posiada ziarna kwarcowego o 7,5% mniej. Jest to różnica już znaczna, należy wszakże zauważyć, że w innych żwirowniach z wału właśnie w stropie spotyka się maksymalną ilość kwarcu, która np. w Olszaniczy osiąga najwyższą zanotowaną na badanym terenie wartość tj. 82,8%; w Miotłótku, także w stropie, 79,4% itd.

Zgodnie z występowaniem w żwirach wału okmiańskiego dwóch podstawowych grup: grupy kwarców i grupy krystalinców (bez kwarców) grupy te wzajemnie się dopełniają tak, że wysoki procent pierwszej grupy pociąga za sobą spadek procentu grupy drugiej tj. krystalinców. Zasadniczo grupa krystalinców oscyluje w granicach od 16,0—41,8%, przy czym średnia wartość wynosi 27,3%. Jak kształtuje się skład petrograficzny głębiej nie dokładniejszego wobec braku prób powiedzieć nie można. W protokołach wiertniczych z omawianego terenu podaje się w większych głębokościach (tj. poniżej 15 *m*) następujące materiały:

1. gruby żwir z głazami kwarcowymi i głazami piaskowca kredowego (z głębokości 12 *m*)
2. piasek ze żwirem kwarcowym, bazaltowym, kwarcowo-porfirowym, (granitowym z głębokości 11—16,7 *m*)
3. jasny piasek, dołem ze żwirem kwarcowym (z głębokości 10—18 *m*)



Na ogół protokoły wiertnicze są dość niestaranne i przeważnie żwir oraz piasek bywają określane jako szary, biały, a tylko w niewielu przypadkach spotyka się dalsze, tak ważne dla określenia charakteru żwiru, określenie — kwarcowy.

Z przytoczonych przykładów widać jednakże, że dolna partia utworów żwirowych posiada więcej żwiru kwarcowego niż górna, chociaż i w tej partii żwir granitowy jest podawany.

W celu łatwiejszego sprecyzowania pozycji żwirów wału okmiańskiego warto zestawić ich obraz petrograficzny z materiałami typowo morenowymi z obszaru zlodowacenia niżowego. Dwie ostatnie analizy (nr 12 i 13) w załączonej tabeli reprezentują właśnie skład petrograficzny żwiru z gliny morenowej spod Kalisza oraz żwir z moreny czołowej spod Nysy Kłodzkiej. W materiałach tych uderzającym jest niski procent ziarna kwarcowego — oczywiście przeciwieństwo żwiru niecki grodziskiej. Ziarno kwarcowe waha się w tych materiałach w granicach od 11,33% (głina z Kalisza) do 20,8% (żwir z Nysy). Niezmiernie to ciekawe, że żwir czołowo-morenowy spod Nysy wykazuje tylko 20,8% kwarcu mimo, że od centrów egzaracji lodowcowej znajduje się on tak daleko. Jest to niejako wbrew zasadzie głoszącej o wielkim zniszczeniu materiału na peryferii zlodowaceń. O dobrym zachowaniu i świeżości żwiru z Nysy świadczy wysoki procent ziarna z grupy krystalinców a przede wszystkim wysoki procent (41,7%) ziarna wapiennego. W glinie morenowej z Kalisza na ziarno wapienne przypada jeszcze więcej gdyż 43%, a na krystalinice 32,66%, na ziarno kwarcowe tylko 15,33%.

To doraźne zestawienie ukazuje wielką różnicę, jaka zachodzi między typowo morenowymi materiałami z innych obszarów a żwirami niecki grodziskiej. Gdy bowiem żwiry niecki charakteryzują się wysokim odsetkiem ziarna kwarcowego (do 82,8%), to materiały morenowe z Nysy i Kalisza wykazują tylko 15—20% żwiru kwarcowego. Dalej żwiry niecki nie posiadają zupełnie ziarna wapiennego, które stanowi tak silną pozycję w morenie Nysy i Kalisza (z górą 40%). Są to więc różnice i duże i zasadnicze, które upoważniają w zupełności do uznania żwirów niecki grodziskiej za materiał wyraźnie odróżniający się od przeciętnego typu materiału dyluwialnego.

Wysoka ilość ziarna kwarcowego w żwirze niecki grodziskiej przeczy jego glacialno-północnemu pochodzeniu. Dlatego słusznie przyjmują Zimmermann i Kühn (16) poważny udział w żwirach niecki materiału lokalnego, w pierwszym rzędzie kwarcu żyłowego z Karkonoszy i Gór Izerskich. Sądzę, że także piaskowiec ciosowy odegrał w pewnych przypadkach dużą rolę, dostarczając „formacji“ żwirowej niecki grodziskiej czystego ziarna kwarcowego. Przykładów mieszania się wietrzliny piaskowca ciosowego z dyluwium dostarcza okolica Niebylczyca.

Ważną i ciekawą pozycję w żwirach omawianego obszaru stanowi grupa krystalinców (bez kwarców) tj. skaleni oraz fragmentów skał krystalicznych. Grupa ta będąc, jak wyżej podniesiono, dopełnieniem grupy kwarców, wyka-



zuje niższy procent tam, gdzie procent kwarców wzrasta i przeciwnie. Skrajne wartości procentowe tej grupy wynoszą 16,0% i 41,8%, przy czym podobnie jak ziarno kwarcowe krystalinice występują w dość równomiernym nasileniu w całym niemal (odsłoniętym) profilu tj. w górnej warstwie, wynoszącej ok. 15—20 m. Wartości minimalne (16% i 18,4%) zaobserwowano w stropie, gdy w spągu odsłoneń (na głęb. 11 m) zanotowano 28,7% krystalinców. Maksymalne wartości: 41,8%, 38,4% pochodzą ze stropu tj. z głębokości 1—3 m, lecz wysokie wartości notujemy także w środkowych partiach odsłoneń. Wszystko to wskazuje na brak jakiegś wyraźniejszej regularności w występowaniu ziarna krystalicznego, chociaż nie da się zaprzeczyć, iż na ogół warstwy żwiru o grubszym ziarnie wykazują większy odsetek ziarna krystalicznego niż żwir drobniejszy. Zasada ta bynajmniej jednak nie stanowi reguły.

Niestety z istniejących na omawianym terenie wierceń (niedokładne określenie utworów) nie wynika jasno: czy żwir kwarcowy spągowych partii jest przemieszany ze żwirem krystalicznym. W jednym tylko wierceniu z Sędzimirca (2 km na SE od stożka bazaltowego Grodziec) podano z głębokości 11—16 m, obok żwiru kwarcowego, żwir granitowy, bazaltowy, porfirowy i krzemiany. Wobec tego, że żwir ten pochodzi z samego spągu dyluwalnej formacji żwirowej niecki grodziskiej, domieszka krystalicznego żwiru w obrębie całej formacji żwirowej niecki grodziskiej tj. od stropu aż po spąg jest wielce prawdopodobna, z tym jednakże, że trafiają się w niej warstwy czysto kwarcowe wzgl. prawie czysto kwarcowe, przy czym spąg jest prawdopodobnie uboższy w domieszkę ziarna krystalicznego niż góra. Już Kühn i Zimmermann wyrazili pogląd, iż krystalinice spotykane w żwirach dyluwalnych omawianego obszaru pochodzą z Karkonoszy i Gór Izerskich (9,16), przy czym zwrócili uwagę szczególnie na skałen o zabarwieniu białawym, obcy eratykom północnym. Zdaniem ich oddzielenie krystalinców północnych od sudeckich (granity Karkonoszy, Gór Izerskich) nastęrcza duże trudności. Dodać należy, że zagadnienie to może rozwiązać tylko szczegółowe porównawcze studium petrograficzne.

O miejscowym pochodzeniu żwirów a wśród nich także żwiru krystalicznego, świadczy fakt występowania w pokrywie dyluwalnej żwiru, którego miejscowe pochodzenie nie ulega żadnej wątpliwości. Jest to żwir ze skał erupcyjnych, a więc żwir bazaltowy, porfirowy, melafirowy, diabazowy, itp. Wszystko to wskazuje na miejscowe pochodzenie w przeważającej części także i żwiru krystalicznego — co bynajmniej nie wyklucza domieszki materiałów północnych — będących znamioną cechą tzw. żwirów mieszanych, do których żwiry niecki grodziskiej należy bez zastrzeżeń zaliczyć.

Z wyżej wyluszczonego poglądu i faktów wynika dość wyraźnie, iż dyluwalna formacja żwirowa niecki grodziskiej, a w szczególności wału okmiańskiego jest zbudowana niemal wyłącznie z materiałów miejscowych. Materiał północny odgrywa w niej, jak to się jeszcze niżej okaże, minimalną rolę.



### δ. Bloki i głazy

Bloki i głazy spotyka się na bez mała całym omawianym obszarze z tym, że więcej ich jest na wale okmiańskim, mniej na równinie moreny dennej. Różnica ta jest m. in. wynikiem wybierania głazów na uprawnej równinie i zaniedbania pod tym względem wału okmiańskiego, który jako wybitnie żwirowy i tym samym małej wartości rolniczej po większej części zajęty jest przez las.

Głazów o średnicy powyżej 2 m zasadniczo nie spotyka się. Na ogół zaś ilość spotykanych na powierzchni głazów według wielkości kształtuje się następująco:

na głazy o średnicy	10— 25 cm	przypada około	70 %
„ „ „ „	25— 50 „ „	„ „	20 %
„ „ „ „	50—100 „ „	„ „	15 %
„ „ „ „	100—200 „ „	„ „	5 %

Głaz zatem o średnicy 10—25 cm bywa najczęściej spotykany. Warto nadmienić, że najwięcej dużych bloków (100—200 cm) spotykano w obrębie wału okmiańskiego, dalej że dość znaczne zasypanie głazami występuje na północnym krańcu wału okmiańskiego.

Co się tyczy rodzaju głazów, to już zestawienia autora z 1948 r. (7), oparte na badaniach terenowych, doniosły, iż wśród głazów wału okmiańskiego o średnicy 5—10 cm głazy kwarcowe zajmują 57,8%. Wskazuje to zupełnie wyraźnie, że także i ten gruby materiał (5—10 cm) pod względem składu a zatem także pochodzenia zbliża się bardzo do żwirów formacji dyluwialnej opisanej wyżej (wał okmiański).

Tym niemniej należy podkreślić, że obok materiału lokalnego reprezentowanego także przez duże głazy, występuje niewątpliwie północny materiał eratyczny. Do grupy tej należy zaliczyć:

- 1) czerwony granit (różnych odmian), często rapakiwi,
- 2) szary granit,
- 3) porfir kwarcowy,
- 4) różne gnejsy,
- 5) amfibolity,
- 6) diabazy i szereg innych.

Głazy te są niemal z reguły dość dokładnie zaokrąglone i obtoczone, co jest cechą skał, które odbyły w transporcie lodowcowym daleką drogę.

### 3. STRUKTURA POWŁOKI DYLUWIALNEJ (WAŁU OKMIAŃSKIEGO)

Oparty na kilkudziesięciu wierceniach (do podłoża poddyluwialnego) i odsłonięciach profil morfologiczno-geologiczny daje dostateczny wgląd w budowę geologiczną dyluwium niecki grodziskiej (fig. 37).



Zaczynając od bardzo nierównego podłoża dyluwium śledzi się nieprzerwaną serię sedymentacji wodnej, wynoszącą, licząc od najniższego punktu w podłożu do najwyższego na wale okmiańskim z górą 100 m.

Seria ta, jak na dyluwium i to w facji peryferycznej, pokaźna, wymaga dokładniejszego przeanalizowania i to już w nawiązaniu do wszystkich wyżej w poprzednich rozdziałach przedstawionych danych. Na ogół wykazuje ona dość znaczną jednolitość materiałową, co się wyraża w faktie, iż w całym przekroju występują zasadniczo dwa podstawowe materiały: piasek i żwir w różnych odcieniach i kombinacjach, przy czym od spągu aż po strop obserwuje się wyraźne warstwowanie poziome lub częścię krzyżowe. Warstwy mają różną grubość: od kilku cm do 0,5 m i ustawicznie się zmieniają, tak pod względem grubości materiału jak i miąższości czy typu warstw. Na ogół zmienność ta odbywa się w pewnych określonych granicach, a ogólna pozioma orientacja warstw mimo pozornej chaotyczności zaznacza się, szczególnie w dużych żwirowniach, dość zdecydowanie.

Iły, mułki a zwłaszcza gliny tworzą w całej serii nieciągłe i dość drobne wkładki, nie zmieniając ogólnego sedymentacyjnego charakteru serii. Może na szczególniejszą uwagę zasługuje wkładka gliny, widoczna w prawej stronie profilu. Przy swej grubości, wynoszącej 6 m i szarym zabarwieniu może uchodzić za glinę morenową i tak ją istotnie określono w protokole wiertniczym. Jeśli jednak zważyć, że glina ta występuje w postaci wkładki, zawieszanej w drobnym piasku ze żwirem, nadto że nie posiada ona wyraźnego charakteru<sup>1</sup>, to pochodzenie morenowe tej gliny wydaje się problematyczne. Podobna bowiem glina, piasek wzgl. żwir zlepiony ilem lub mułkiem zdarza się dość często w starych stożkach napływowych. Zawieszenie wkładki gliniastej w jednolitym materiale piaszczysto-żwirowym, którego wodny charakter jest niewątpliwy, podobnie jak i całego kompleksu piaszczysto-żwirowego, najwyraźniej wskazuje, że także owa wkładka gliny należy do tego samego cyklu wodnej sedymentacji. Pogląd ten znajduje poparcie jeszcze i w tym, że podobna, chociaż nieco drobniejsza wkładka żwirowo-gliniasta występuje jeszcze raz w opisywanym profilu, nieco wyżej, nadto, że kombinacja żwiru z mułkiem i mułem, co ma też miejsce w profilu (np. w największym zagłębieniu podłoża dyluwialnego) daje pewnego rodzaju mieszaninę, przypominającą glinę zwalową.

Wszystkie wyżej przytoczone fakty upoważniają do stwierdzenia, iż w pokrywie żwirowej wału okmiańskiego nie ma poziomu gliny morenowej. Gлина morenowa pojawia się dopiero w stropie, o czym będzie mowa niżej.

<sup>1</sup> W protokole określa się ją jako: „ciemnoszara, piaszczysta glina zwalowa“ bez wzmianki o żwirze i glazach, akcesorium każdej gliny morenowej.



Analizując zatem profil nietrudno zauważyć, że:

1. podstawową masą w profilu jest piasek wzgl. piasek ze żwirem,
2. w obrębie tej piaszczysto-żwirowej masy występują wkładki grubszego materiału: żwiru i sporadycznie otoczków, przy czym są one nieciągle, zmienne w grubości oraz zjawiają się w różnych poziomach,
3. w samym stropie występuje materiał najgrubszy: gruby żwir łącznie z blokami i głazami,
4. pierwotna powierzchnia pokrywy żwirowej uległa dość silnemu porowaniu natury erozyjnej.

Abstrahując od stropowej grubożwirowej warstwy, aż do samego spągu pokrywy żwirowej występuje bez mała ten sam materiał, a przewarstwienia z grubym żwirem trafiają się niemal do samego dna. Jest to niewątpliwie ważne stwierdzenie, gdyż mówi ono o stosunkowo równej sile sypania materiałów na przestrzeni formowania się całej serii żwirowej z tym, że wkładki grubszych żwirów pojawiające się w różnych poziomach odpowiadają najprawdopodobniej głównemu nurtowi akumulujących wód, który — jak to bywa w podgórszych potokach — ustawicznie się zmienia.

Zróznicowanie materiałowe w obrębie profilu nie daje podstawy do rozdzielenia serii żwirowej na odrębne poziomy, odpowiadające różnym okresom, chociaż ogólna miąższość serii, przekraczająca wartość 100 m, jest, jak na utwór dyluwalny, ściślej dyluwalno-peryferyczny, zastanawiająca. Dlatego też można przyjąć z wielkim prawdopodobieństwem, że spągowa partia serii żwirowej, mianowicie piaszczysto-żwirowo-mułkowa, wypełniająca silniejsze zagłębienia w powierzchni poddyluwalnej, reprezentuje miocen. Niestety brak dostatecznych danych nie pozwala tej kwestii rozstrzygnąć definitywnie.

Warstwa stropowa wału okmiańskiego posiada nieco grubszy materiał: żwir, nierzadko z głazami, których pochodzenie północne, jak to już wyżej podkreślono, jest pewne. Zlepienie tu i ówdzie żwirów gliną lub ściślej gliną czyni z owej stropowej warstwy, zwłaszcza w pewnych punktach wału wyraźny poziom utworów, które swe powstanie zawdzięczają nie tylko wodzie, ale i samemu lodowcowi.

Z tej to pokrywy gliniasto-żwirowej a przede wszystkim z dużych bloków, rozproszonych na powierzchni wału wynika, że wał ten łącznie z całym otaczającym go obszarem przykrył lądolód całkowicie. Był to jeden z końcowych aktów w toku powstawania wału.

Z powyższego naświetlenia profilu okazuje się, że olbrzymia pokrywa żwirowa wału okmiańskiego jest dziełem wód sudeckich z okresu podsunęcia się lodowca niżowego pod same Sudety. Wody górskie w miarę zbliżania się lodowca, a w związku z tym w miarę ustawicznego podnoszenia się bazy erozyjnej, pracowały coraz wyżej, zasypując w końcowej fazie tylko nie zajęte jeszcze przez masę lodową nieznaczne obszary, obszary położone wyżej,



głównie wododziałowe. Wał okmiański spoczywający na dziale wodnym tę koncepcję w całej rozciągłości popiera.

Do którego zlodowacenia należy serię żwirwą niecki grodziskiej zaliczyć, trudno na to przy obecnym stanie badań odpowiedzieć, gdyż na całym omawianym obszarze nigdzie nie spotkano więcej niż jeden poziom morenowy. Seria żwirowa — o nader jednolitym, jak wyżej wykazano, charakterze także reprezentuje raczej jeden poziom dyluwialny, ten sam, który występuje w całej bliższej i dalszej okolicy.

Na brak danych paleontologicznych z opisywanych stron, które utrudniają oznaczenie wieku żwirów i glin, utyskuje Zimmermann (16), nie widząc możliwości rozwiązania tego problemu w danej chwili. Zdaniem tego badacza nie wiemy dotąd: a) czy opisywany obszar uległ jedno- czy dwukrotnemu zlodowaceniowi oraz b) jeśli tylko jednokrotnemu zlodowaceniowi to nie wiadomo któremu — Cracovien czy Varsovien I? Opisując okolicę Legnicy Zimmermann (15) pomija całkowicie sprawę wieku utworów dyluwialnych i tutaj bowiem nie znalazł, jak można sądzić, wystarczających dowodów na dwukrotne zlodowacenie. Dwukrotne zlodowacenie niecki grodziskiej i obszarów przyległych nie zostało więc dotąd udowodnione. Dane zaś zebrane w terenie przez autora wykazują jeden poziom morenowy — a dwa dyluwialne mianowicie: poziom lessowy oraz poziom morenowy.

#### 4. ŚLADY POBYTU ŁĄDOŁODU NA WALE OKMIAŃSKIM

Zgodnie z poglądem Kühna i Zimmermanna (9, 16) o zajęciu omawianego obszaru przez łądolód aż do wysokości 500 m (tak wysoko znajdują się eratyki), grubość czaszy lodowej nie przekraczała, jak przyjąć należy z prostego odjęcia od siebie bezwzględnych wysokości powierzchni obecnej i powierzchni czaszy lodowej, 300 m, z tym, że w dolinach była czasza lodowa znacznie grubsza, na wododziałach cieńsza. Wspomnieć warto, że Klimaszewski ocenia miąższość łądolodu w dolinach na Podkarpaciu na 120 do 180 m (2). Na Podsudociu wartość ta była nieco wyższa, na co wskazuje m. in. wyższe niż na Podkarpaciu położenie eratyków. Tylko więc najwyższe stożki bazaltowe sterczały tutaj ponad lodowe „morze“ w postaci nunataków.

Ta stosunkowo gruba powłoka lodowa — jak na peryferyczny charakter lodowca — zaznaczyła się w wale okmiańskim dość słabo. Jedyne jej wyraźniejszy ślad, to glazy i bloki, rozproszone po wale bądź pojawiające się w górnej powłocie żwirowo-gliniastej wału. Nieznaczną grubość tej powłoki (1 do 2 m) — bezpośredniego produktu lodowca — wskazuje, że miąższość, a zatem żywotność lodowca była na wale okmiańskim nikła i co również bardzo ważne — pobyt lodu na tym obszarze krótkotrwały.

Cóż mówią niektóre odsłonięcia z wału o sile rozwiniętej przez łądolód na obszarze niecki grodziskiej?



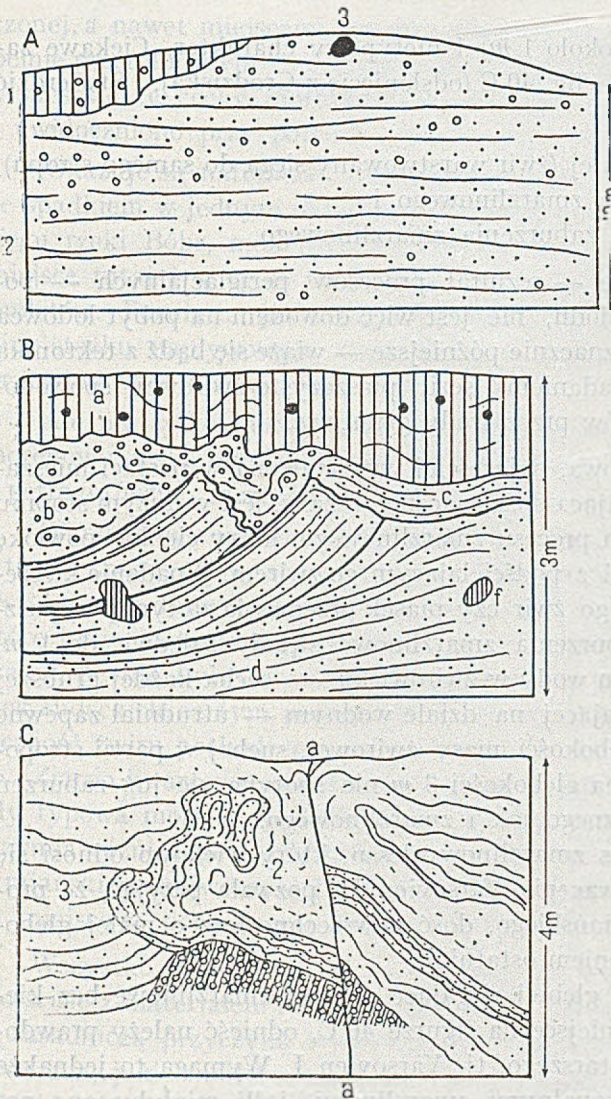


Fig. 40

Przekroje walu okmiańskiego

A Garnczary: 1. Pokrywa glino-lessu (ze żwirem)  
 2. Żwir poziomo i krzyżowo warstwowany; 3. Głaz.  
 B Garnczary — Seria morenowa: a. Gлина (less) ze  
 żwirem i glazami; b. Żwir lekko zlepiony gliną, zabur-  
 zony; c. Warstwy żwirowe zaburzone (układ łuskowy);  
 d. Warstwa żwiru niezaburzonego; f. Porwaki ilu (to-  
 czeńce). C Grodziska — Zaburzenia w partii stropo-  
 wej walu: a — a. Linia uskoku; 1. Warstwa ciem-  
 nego żwiru; 2. Jasny żwir wtłoczony w głębiej leżąca  
 warstwę; 3. Drobnny żółty żwir, warstwowany; 4. Żwir  
 czarny. W całym profilu brak glazów.

Fig. 40 A przedstawia odsłonięcie w jednym z punktów walu okmiańskiego w Garnczarach. Żwir, wyraźnie warstwowany sięga w tym odsłonięciu do stropu, w którym widoczny jest duży glaz oraz z lewej strony czapka nietypowej gliny morenowej (glino-lessu ze żwirem). Można by przyjąć, że glina morenowa wzgl. pokład żwiru zwałowego uległ zdarceniu, gdy się jednak uwzględni fakt, iż także na zupełnie spłaszczonej wierzchowinie, gdzie możliwość przetrwania była maksymalna, powłoka zwałowa jest cienka (fig. 40 B) lub jej w ogóle nie ma, to możliwość denudacji tak daleko posuniętej staje się zagadkową i niepewną. Pewną natomiast jest nikła aktywność lodolodu na wale okmiańskim. Za poglądem tym przemawia także mała ilość zaburzeń o charakterze glacictonicznym.

Fig. 40 B i C dają przykład zaburzeń z walu okmiańskiego, które są bądź charakteru glacictonicznego (40 B) bądź zmarzlinowego (fig. 40 C). Odsłonięcie spod Garnczar (wierzchowina) pokazuje łuskowy układ warstw — niewątpliwy dowód nacisku lodowca. Głina przetkana żwirem i glazami posiada i w tym



odsłonięciu nikłą miąższość (około 1 m) i nietypowy charakter. Ciekawe zaburzenie układu warstw daje fig. 40 C (odsłonięcie z Grodziska). Stwierdzić tu można:

1. brak pokrywy gliniastej (żwir warstwowany sięga do samego stropu),
2. silne sfalowanie typu zmarzlinowego i
3. uskok późniejszy od zaburzenia zmarzlinowego.

Zaburzenie zmarzlinowe — rezultat procesów periglacialnych — powstało już na przedpolu łądolodu, nie jest więc dowodem na pobyt lodowca na wale. Uskok — zjawisko znacznie późniejsze — wiąże się bądź z tektoniką starego podłoża, bądź z „siadaniem“ serii piaszczysto-żwirowej, spowodowanym wymywaniem piasków przez wody gruntowe.

Nietypowa glina morenowa, najczęściej wykształcona w postaci mieszaniny: glinki i żwiru, a zalegająca dość znaczne obszary, jest w dużym stopniu jak przypuszczam, wynikiem procesu zmarzlinowego, który cienką powłokę osadzonego lessu przemieszał z podścielającym go żwirem. Wpadanie kieszeniami lessu w podścielający go żwir czy piasek przemawia za tym przypuszczeniem. Tego rodzaju zaburzenia zmarzlinowe sięgały zaledwie do 1 m, rzadko głębiej. Brak bowiem wody w żwirowisku — cecha każdej grubszej pokrywy żwirowej, spoczywającej na dziale wodnym — utrudniał zapewne upłynnienie do większej głębokości masy żwirowej, suchej w partii stropowej. Podkreślić należy, że na głębokości 3 m nie spotyka się już zaburzeń charakteru tak glacitektonicznego jak i zmarzlinowego.

Fakt włączenia w proces zmarzlinowy lessu, który wiekowo odnosi się ogólnie (2, 14, 16) do zlodowacenia Varsovien II, pozwala przyjąć, że procesy zmarzlinowe wału okmiańskiego, dość powszechne lecz o małej głębokości, wiążą się ze zlodowaceniem ostatnim.

Nie jest wykluczone, że głębiej sięgające procesy zmarzlinowe bez kieszeni lessowych, jak to ma miejsce na figurze 40 C, odnieść należy prawdopodobnie do zlodowacenia starszego, tj. Varsovien I. Wymaga to jednakże szczegółowych badań nad kopalnymi zmarzlinami, jeśli miałyby one posłużyć jako kryterium do określenia wieku poszczególnych poziomów dyluwalnych.

### III. GENEZA WAŁU OKMIAŃSKIEGO

Pięknie zaznaczony na mapie Woldstedta (13) w postaci wyraźnej moreny czołowej wał okmiański, okazuje się w świetle poprzednio przytoczonych faktów, wałem który nie posiada ani jednej wyraźnej cechy klasyfikującej go na morenę czołową. I tak wał ten, szczególnie na odcinku od stożka bazaltowego na południu Grodzka aż po swój kraniec północny, jako forma 1) nader zwarta bez zróżnicowania w tak charakterystyczne dla moreny czołowej liczne, o chaotycznym układzie pagórki, 2) typowo wałowa o spłasz:



czoney, a nawet miejscami zupełnie płaskiej wierzchowinie i o przebiegu zupełnie prostolinijnym — w niczym nie przypomina typowej moreny czołowej. Wszystkie te cechy morfologiczne, nietypowe dla moreny czołowej, ujęto i uwidoczniono przy pomocy, wyżej przedstawionych profilów i map.

Okazuje się natomiast, że tego rodzaju forma wydłużona i rozplaszczona, ze spadkiem w jednym określonym kierunku, następnie znajdująca się w zasięgu rzeki Bóbr, może być wyjaśniona wysokim zasypaniem, jakie miało miejsce tutaj i w ogóle na Podsudociu w okresie przypierania lądolodu do Sudetów. Forma ta, jak to się niżej okaże, zupełnie dobrze mieści się w wielkim stożku napływowym rzeki Bobra z okresu zatarasowania, podparcia przez lodowiec niżowy dolin.

Ale nie tylko morfologiczne argumenty podważają charakter czołowo-morenowy wału okmiańskiego. Podważają go także kryteria geologiczne i petrograficzne, szczegółowiej naświetlone w rozdziałach poprzednich.

Warstwowy, niezaburzony układ budujących wał piasków i żwirów, i to od spągu aż po strop świadczy najwymowniej, że nie czoło lądolodu jest bezpośrednim budowniczym wału, lecz wody bystro płynących rzek, które były w stanie transportować także i grubszy żwir a nierzadko i otoczaki. Że nie były to wody lodowcowe a w znakomitej przewadze wody rzek sudeckich, za tym przemawia olbrzymia ilość lub nierzadko niemal wyłączność żwiru pochodzenia miejscowego.

Ziarno kwarcowe osiąga w żwirach wału, jak już wyżej podano, do 82%, gdy typowa morena spod Nysy czy Kalisza zawiera zaledwie 20%. Ta olbrzymia różnica petrograficzna między typową moreną a materiałem wału okmiańskiego najwyraźniej wskazuje na odrębność tego ostatniego, a zatem na miejscowe pochodzenie żwirów niecki grodziskiej.

Wszystko to dowodzi, że wielka pokrywa żwirowa niecki wiąże się bardzo ściśle z materiałem i wodami Sudetów. Nie mniej nie można zapominać, że zasadniczą przyczyną wysokiego zasypania, a więc tych arcyciekawych wydarzeń, jakie miały miejsce na Pogórze Karpackim (2) i Podsudociu był lądolód niżowy, który podparłszy doliny pogórskie wywołał zjawisko wysokiego zasypania, w którym dominującą rolę odegrały rzeki górskie a nie akumulacja lodowcowa.

Wał okmiański powstał więc niewątpliwie dzięki przemożnej akumulacji rzek sudeckich — w naszym przypadku najprawdopodobniej pra-Bobra lecz przy współdziałaniu lądolodu, który wtaczając się coraz głębiej w pogórze coraz bardziej komplikował spływ obfitych wód, a tym samym ich normalną akumulację. Udział i to bezpośredni lądolodu w ostatniej fazie, kiedy to lądolód wtoczył się na stożki napływowe rzek, był niewątpliwym. Wyraził się on jednak bardzo słabo — nikłą powłoką zwałowych utworów i nikłymi zaburzeniami glacitektonicznymi, na co już wyżej zwrócono uwagę.



Lodowiec północny wkraczając na omawiany teren zajmował najpierw doliny i obniżenia, później dopiero nabrzmiewając coraz bardziej rozprzestrzeniał się na partie wododziałowe, pokrywając je z czasem całkowicie. Tego rodzaju mechanizm rozprzestrzeniania się lądolodu uwarunkowany konfiguracją jest ogólnie przez dyluwiologów (2, 10, 11, 16) uznawany i przyjmowany dla wyjaśniania zjawisk terenowych, które lodowiec w spadku pozostawił. Podobnie do tego zagadnienia podchodzi Zimmermann (9) przyjmujący, iż obniżenie dolinowe Bobra zostało przez lodowiec wcześniej zajęte niż wododziały. Lodowiec „boberski“ miał utworzyć, dość znaczny lob, wokół którego jego zdaniem, powstały moreny czołowe: okmiańska (wał okmiański) i na południowy-zachód od stożka bazaltowego, silnie porozrywana morena czołowa, tzw. morena sędzimirowska. Co się działo po drugiej, tj. wschodniej stronie wododziału (wału okmiańskiego) tego Zimmermann nie wyjaśnia, tak jak nie tłumaczy dość szerokiej przerwy, istniejącej między wałem okmiańskim a grupą wzgórz sędzimirowskich.

Na to, że lodowiec wszedł najpierw w obniżenie Bobra, można się zgodzić, trzeba jednak koniecznie dodać, że podobny lob wszedł w obniżenie po drugiej stronie wału okmiańskiego tj. w dolinę Kaczawy i jej dopływów. Czy równocześnie czy też z pewnym opóźnieniem, na to trudno odpowiedzieć.

Lodowce, zajmąwszy obniżenia, zatarasowały drogę akumulacji wodnej, która w tej sytuacji runęła całą swą potęgą na niezajęte jeszcze miejsca, to jest na wododziały, na których akumulacja, coraz bardziej ścieśniana przez ustawicznie narastający lodowiec, była coraz bardziej ograniczona i skoncentrowana. Była to prawdopodobnie faza najszybszego, a zatem i najchaotyczniejszego narastania stożka napływowego. Grubienie żwirów, oraz pewnego rodzaju chaotyczność w ich układzie w stropowej części wału pogląd powyższy najzupełniej popierają.

Stożek, acz twór niemal na wskroś sudecki w tym znaczeniu, że powstał w znakomitej części z materiałów sudeckich i dzięki wodom sudeckim, został uformowany w zagłębieniu ujętym przez lodowcowe loby, które nasuwały się powoli na stale podnoszący się na skutek intensywnej akumulacji dział wodny. Ostatecznie dział wodny został całkowicie przez lądolód ogarnięty.

Stożek niecki grodziskiej (wał okmiański) reprezentuje zatem typ stożka napływowego podpartego przez lądolód i może ma tylko tyle wspólnego z moreną czołową, że powstał, jak i ona, na peryferii lądolodu, u jego czoła, a ściślej w „kanale“ między dwu lobami (dwu czołami).

Lądolód wkraczał coraz głębiej w góry, przykrywając kolejno doliny, a później wyższe partie, stożki napływowe. Mięszczość lodowca na działach wodnych nie przekraczała prawdopodobnie 150 m, tak że siła zarówno egzarcyjna jak i akumulacyjna lodowca na omawianym terenie była nieznaczna. Wskazują zresztą na to następujące fakty: 1) brak tak na wale okmiańskim,



jak i na obszarze moreny dennej osadów bezpośredniej akumulacji lodowcowej o pokąźniejszej miąższości. Fig. 39 A i B uwidaczniają dostatecznie nikłość bezpośredniego osadu łądolodu i w ogóle nikłość całej warstwy moreny dennej (3—5 m) na obszarze lobu, 2) brak wyraźniejszych zaburzeń, które świadczyłyby o sile nacisku i sile egzaracyjnej lodowca podsudeckiego.

Fakty te przekonują najzupełniej o małej sile zarówno akumulacyjnej jak i zaburzającej lodowca podsudeckiego. Prowadzi to do dalszego wniosku: taki lodowiec nie mógł usypać moreny czołowej w postaci potężnego wału okmiańskiego, który swymi rozmiarami i masywnością przekracza znacznie moreny np. z Wielkopolski, gdzie morena czołowa reprezentuje formy daleko skromniejsze, mimo iż masa lodowa na szerokości Wielkopolski była wielokrotnie aktywniejsza niż na swej peryferii, tj. na Podsudeciu.

Lodowiec podsudecki pozostawił na wale okmiańskim tylko cieniutką powłokę, mnóstwo głazów i bloków. I to jest jego bezpośrednie dzieło.

Fakt znajdywania żwiru północnego w żwirach wału okmiańskiego i to nawet w partiach głębszych należy, jak przypuszczam, odnieść przede wszystkim do fazy podpierania przez łądolód narastającego stożka. Pogląd Zimmermanna (16) przyjmujący możliwość zmywania utworów wodno-lodowcowych z górnych partyj dolin, opuszczonych przez cofający się lodowiec i osadzania tych przemieszanych z północnym materiałem żwirów na złożu wtórnym (w stożkach) — jest również godny uwagi. Należy też przyjąć, że w okresie recesji lodowca praca wód była szczególnie wzmożona i ona to w miarę szybkiego opadania bazy erozyjnej w intensywny sposób porała pokrywy stożkowe. Przypuszczam, że wał sędziemirowski, znajdujący się na linii Bobra, poszukującego drogi w kierunku wschodnim na Skorę, kiedy to lob Boberski tarasował jeszcze dolinę na szerokości stożka bazaltowego, uległ rozbiciu i porwaniu w drobne fragmenty w tym właśnie okresie.

Wał okmiański uszedł zniszczeniu, gdyż znalazł się na peryferii linii spływowych, w dodatku osłonięty przez stożek bazaltowy — Grodziec.

#### IV. CHARAKTERYSTYKA WÓD NIECKI GRODZISKIEJ

##### 1. WODY POWIERZCHNIOWE

Skrajnie żwirowy charakter powłoki dyluwialnej opisywanego obszaru wywołuje zjawisko szybkiego uciekania wody opadowej w głąb. Nie dziw tedy, że w okresach suszy olbrzymie obszary — role żwirowe są przesuszone, poza tym, że sieć potoków jest nader nikła. Woda ucieka w głąb, w żwiry i płynie podziemnie.

Dobrym przykładem „przesuszonego“ obszaru jest wał okmiański, pozbawiony niemal zupełnie potoków. Ich miejsce zajmuje bogata sieć suchych dolinek. Dolinki te są czynne tylko w czasie silnych ulew oraz długotrwałych opadów, przy czym po przejściu okresu dżdżystego natychmiast



wysychają. Gdzie nacięcia wału sięgnęły głębiej jak np. w Garnczarach i oparły się o starsze formacje (trzeciorzędowe ility), tam woda wysącza się przez cały rok, tworząc mokradła zajęte obecnie przez łąki (fig. 41).

Więszymi potokami, płynącymi po bokach wału okmiańskiego są: Boberek i Skora. Pierwszy, płynący po zachodniej stronie wału, jest znacznie bliżej wału niż Skora, płynąca po wschodniej stronie wału. Stąd też Boberek zasilany jest w znakomitej części przez wody z wału. On też ponadgryzał wał znacznie silniej niż dalej od wału płynąca Skora.

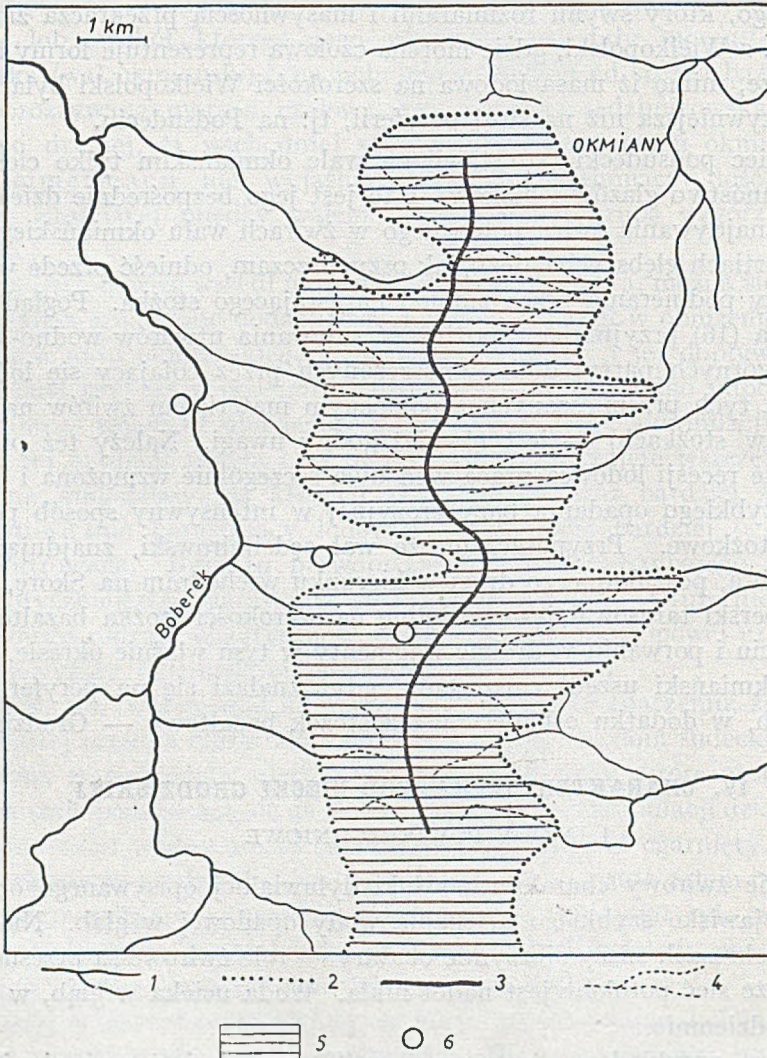


Fig. 41

Wał okmiański na tle sieci hydrograficznej

1. Potoki; 2. Linia pojawiania się źródeł i wycieków; 3. Dział wodny; 4. Suche dolinki (okresowe potoki); 5. Wał okmiański (żwirowisko); 6. Szyby górnicze.



## 2. WODY GRUNTOWE

Wydobywająca się woda na powierzchnię pod postacią źródeł i wycieków pochodzi ze żwirów formacji dyluwalnej, zalegającej bez mała cały omawiany obszar oraz z bogatego systemu szczelin, w jaki obfitują formacje starsze, głównie piaskowce kredowe oraz wapień muszlowy, pojawiające się na powierzchni w części S i SW omawianego terenu.

Powierzchnia wody gruntowej, występująca zwarcie na obszarze zajęтым przez dyluwium, jest stosunkowo spokojna, wyrównana na obszarze moreny dennej, bardziej sfalowana w obrębie wału. W pewnym przybliżeniu powierzchnia wody gruntowej powtarza rzeźbę terenu.

Różnice w poziomie wody gruntowej nawet na niewielkich odcinkach są znaczne i tak, gdy w Garnczarach pow. wody gruntowej znajduje się na wysokości 245 m n. p. m., to zaraz obok w Miotłótku (2 km dalej) znajduje się tylko na 204 m n. p. m., co daje różnicę 40 m.

Przypadek ten zachodzi właśnie tam, gdzie jest również wielka różnica w rzeźbie. Utrzymywanie się wody w wale żwirowym na tak znacznej wysokości, mimo obecności w pobliżu znacznego obniżenia dolinowego wskazuje na wysokie położenie w tym miejscu wału nieprzepuszczalnego podłoża, (być może ilów trzeciorzędowych). Godne jest wzmianki, że wszystkie kopalnie niecki założono na linii największego obniżenia w pow. rchzni wody gruntowej: Mühlberg, Miotłówek, Lubichowo, tj. na linii najsilniejszego naporu wód.

Głębokość występowania powierzchni wody gruntowej jest: 1) minimalna w obrębie dolin, gdzie woda gruntowa wychodzi b. często na wierzch, 2) większa na obszarze moreny dennej i 3) maksymalna na wale okmiańskim. Gdy bowiem na wale pow. wody gruntowej znajduje się na głębokości 15—25 m (i głębiej) jak np. w północnej części wału, to na obszarze moreny czołowej pow. wody gruntowej znajduje się znacznie płycej, gdyż na głębokości 3—10 m. Są to wartości ściśle zależne od: 1) grubości żwirowej powłoki dyluwalnej oraz 2) od rzeźby powierzchni. Załączone zestawienie głębokości studni (głęb. występowania pow. wody gruntowej) daje obraz położenia pow. wody gruntowej:

Głębokość studni do zwierciadła wodnego	ilość studni w %
0—1 m	13,3
1—2 „	10,0
2—3 „	16,6
3—5 „	16,6
5—10 „	25,0
10—20 „	8,3
20—30 „	8,3
>30 „	1,9
	100%



Z tabeli widać, iż z górą 50% studzien (56,5%), to studnie z głębokością od 0—5 m. W tej grupie mamy spory odsetek (13,3%) studzien b. płytkich o głęb. 0—1, dalej o głęb. 1—3 m (26,6%). Są to studnie założone na dnie dolin. Każda wioska, związana z doliną, ma takich studzien sporo. Poziom ich i temperatura pokrywają się dokładnie ze zmianami zachodzącymi w wodzie potoku danej doliny. Są to zatem studnie charakterystyczne dla obszarów dolinnych, nisko położonych. Na terenach położonych wyżej płytkie studnie trafiają się w miejscach wysokiego położenia w formacji dyluwialnej materiałów nieprzepuszczalnych (Olszanica, Garnczary itd.). Również częste są studnie o głęb. 3—5 m (16,6%). Są one typem pośrednim między studniami dolinnymi a studniami moreny dennej, dla której studnia o głęb. 5—10 m jest studnią najtypowszą. Studni tych notujemy aż 25% na całym obszarze.

Studnie głębsze od 10—30 m (18%) są rzadsze, najczęściej związane z wałem. Niemniej i na obszarze moreny dennej pojawiają się studnie głębokie (10—30 m). I tak w Wilczym Lesie, tj. na północnym krańcu wału, obok studni z głębokością 4 m mamy studnie o głęb. 20 m. Także na obszarze moreny dennej 2 km na W od Wilczego Lasu studnie wykazują głębokość 15—30 m. Są to zatem pewne niespodzianki, wywołane, jak przypuszczam, występowaniem w żwirowej formacji dyluwialnej listew ilastych, nieprzepuszczalnych i nieciąglych. Studnie płytkie opierają się o tę listwę (jeśli jest) i mają stosunkowo niedużo wody, studnie głębsze opierają się o głębszą podstawę. W pierwszym przypadku chodzi o nikły i nieciągly poziom wody, niejako zawieszony.

Abstrahując od owych wód zawieszonych w formacji dyluwialnej, pojawiających się tylko sporadycznie, należy przyjąć, że dyluwium, posiadające na tym obszarze jednolity charakter żwirowy od stropu aż po spąg posiada zasadniczo jeden poziom wody gruntowej, opierający się o nieprzepuszczalne podłoże poddyluwialne, zupełnie nieprzepuszczalne jeśli reprezentują je ily trzeciorzędowe i w mniejszym stopniu nieprzepuszczalne jeśli podłoże to stanowią starsze formacje (kreda, trias, perm). Niestety ani charakter petrograficzny ani ukształtowanie podłoża dyluwialnego z tego obszaru nie są dokładniej znane. Snujemy tylko przypuszczenia nie mające znaczenia praktycznego. Z nikłej ilości wody w głębokich studniach na wale (Raczynek) wynikałoby, że poddyluwialna pow. w obrębie wału jest wypukła a nie wklęsła. W przypadku ostatnim bowiem wody byłoby w studniach na wale daleko więcej. Jednakże stosunkowo mała ilość studni na wale nie pozwala i tego zagadnienia naświetlić w dostateczny sposób.

Jednym spośród ważnych elementów, charakteryzujących poziomy wodne omawianego obszaru jest temperatura wody. Wszystkie pomiary w ilości 50 przeprowadzono w latach 1946 i 1947 w miesiącach lipcu i sierpniu dzięki czemu uzyskane wartości w różnych latach są porównywalne.



Temperatura wód niecki grodziskiej jest dość różnorodna. Uwidacznia to w wystarczający sposób załączone zestawienie.

temperatura wody	ilość studni wzgl. źródeł o danej temp. w %	
9—10°	26,6	
10—11°	25,0	
11—12°	8,3	temperatura powietrza
12—13°	20,0	lipcowa
13—14°	13,3	18—25°
14—15°	6,6	

Woda z głębokich studzien oraz krynic (źródeł) wykazuje temp. 9—11°. Przeszło połowa studni ma taką, tj. zimną wodę. Ten typ wody jest właśnie charakterystyczny dla formacji dyluwialnej. Woda ta, wykazująca minimalne wahania (także roczne) znajduje się na dnie dyluwium, tj. stosunkowo głęboko. Poziom ten zdradzają źródła oraz głębsze studnie.

Jeśli woda gruntowa znajduje się bliżej powierzchni, wówczas temperatura jej podnosi się do 12 a nawet 13°. Studnie dolinne i przydolinne posiadają tę właśnie wodę — „ciepłą“ o dość dużych wahaniami rocznych. Jeszcze wyższą temp. wykazują studnie rzeczne i wycieki. W takich przypadkach temp. wody dochodzi do 15° i odpowiada temp. wody płynącej. Wielkie wahania roczne i dobowe są znamienne dla tego typu wód.

Różnice zachodzące w temperaturze wody z różnej głębokości nie dają podstawy do wydzielenia osobnych poziomów wody gruntowej w formacji plejstoceńskiej. Jest to bowiem ten sam poziom wody gruntowej, która znajdując się blisko powierzchni zależnie od wahań termicznych powietrza i nagrzania powłoki żwirowej, zmienia swą temperaturę in plus wzgl. in minus. Poziom leżący głębiej tym zmianom nie podlega tak, jak nie podlega tym zmianom woda szczelinowa starszych formacji, znajdująca się zazwyczaj głęboko. Woda szczelinowa np. z wapienia muszlowego w Podegrodziu z głęb. 30 m od pow. wykazuje tę samą temperaturę tj. 10°, co i woda formacji dyluwialnej. Pozwala to przyjąć, że 1) jest to w obydwu przypadkach ta sama woda, i 2) że woda szczelinowa starszych formacji pochodzi z dyluwium. Tę samą temperaturę stwierdzono również w szybach górniczych.

Na koniec należy wspomnieć jeszcze o wydajności poziomu wodnego formacji dyluwialnej. Z pomiarów przeprowadzonych w 5 studniach i krynicach okazało się, że 1) zachodni skłon wału jest silniej nawodniony niż wschodni, co się wyraża w większej obfitości źródeł i w ich większej wydajności, 2) mało jest studzien, które cierpią na brak wody i to bez względu na porę roku. Niemniej posuchy odbijają się na wydajności.

Na ogół jednak napór wody do studzien jest bardzo silny, jeszcze silniejszy w szczelinach. O sile wód mówią następujące fakty: gdy po ośmiu godzinach pompowania woda w studni w Tominie opadła o 8 m, potrze-



ba było całej nocy (10 h) na wyrównanie depresji. Szyb górniczy na wale okmiańskim o głębokości 120 m a o średnicy 3 m, został wypełniony wodą w ciągu 30 minut, powodując katastrofę. W pierwszym przypadku mieliśmy powolny „wylew” wód z dyluwialnego „żwirowego” zbiornika, w drugim — gwałtowny ze zbiornika „szczelinowego”.

Ta sama temperatura wód obydwu zbiorników mówi o jedności tych obydwu elementów. Ponowny napływ wód „dyluwialnych” do zbiornika szczelinowego jest równie powolny jak i w wyżej opisanej studni. I ten fakt może być podstawą kalkulacji górniczych.

## V. WYNIKI

1. Prawie cały obszar tzw. niecki grodziskiej jest przykryty przez powłokę dyluwialną, której maksymalna miąższość wynosi 60 m a średnia ok. 20 m.

2. Powierzchnia poddyluwialna, zbudowana z utworów starszych formacji jak: łupki sylurskie, czerwony spagowiec, piaskowiec pstry, wapień muszlowy, piaskowiec ciosowy, jest silnie sfalowana, przy czym na ogół dzisiejsza rzeźba odpowiada rzeźbie przeddyluwialnej.

3. Morfologicznie, pomijając erupcyjnego pochodzenia stożek bazaltowy — Grodziec — cały obszar składa się z dwóch głównych elementów:

- a) równiny denno-morenowej, dość silnie sfalowanej,
- b) wału okmiańskiego, niejako nasadzonego na równinę moreny dennej, stanowiącej dlań podstawę morfologiczną.

Wszystkie przesłanki morfologiczne jak: 1) wałowy charakter formy o płaskiej wierzchowinie (szczególnie miejscami) i dość znacznej szerokości, dalej 2) jej prostolinijność i masywność, 3) całkowity brak drobnych, chaotycznie zgrupowanych pagórków (zasadnicza cecha moreny czołowej) dowodzą, że wał okmiański nie reprezentuje formy, którą można zaklasyfikować do typowych moren czołowych. Forma ta o wysokości względnej od 50 do 70 m a więc forma duża nie mogła powstać jako rezultat akumulacji lodowca, który na swej peryferii tak odległej od centrum, był słaby i mało aktywny.

4. Dyluwium niecki grodziskiej jest na wskroś żwirowe. Piaski, łyły i gliny odgrywają w nim minimalną rolę. Z wierceń i odsłoneń zarysowuje się wyraźnie na całym obszarze tylko jeden poziom morenowy.

5. Skład żwirów, wykazujących przeciętnie z górą 70% ziarna kwarcowego, wskazuje na miejscowe pochodzenie. W grę wchodzi tu kwarc żyłowy, żwir kwarcowy turoński (z rozpadu piaskowca ciosowego) oraz żwir kwarcowy mioceński. Pogląd ten popiera obecność wśród żwiru kwarcowego także ziarna bazaltowego, melafirowego, skaleniewego i granitowego — materiałów niewątpliwie miejscowych (z Podsudecia, Gór Izerskich, Karkonoszy itd.).



6. Skład petrograficzny żwiru niecki grodziskiej jest tak różny od składu żwiru typowej moreny z niżu, że jego miejscowe pochodzenie nie ulega wątpliwości. Nie z północy zatem, ale głównie z południa, tj. z Sudetów pochodzą żwiry dyluwium tego obszaru. Materiał północny jest tylko nieznaczną domieszką.

7. Niemal cała pokrywa żwirowa jest przemieszana ze żwirem pochodzenia północnego — przy czym udział jego wydaje się silniejszy w górnej partii pokrywy. Na ogół domieszka północna jest drobna i nie przekracza kilkunastu %. Duże bloki i głazy, ściśle określonego pochodzenia (Skandynawia, Wyspy Alandzkie itd.) także należą do tej domieszki. Są one przeważnie zawieszane w stropie pokrywy.

8. Żwiry i piaski pokrywy dyluwialnej niecki grodziskiej zwłaszcza zaś wału okmiańskiego są wyraźnie warstwowane, krzyżowo wzgl. poziomo i to od spągu aż po strop. Brak jakichkolwiek zaburzeń charakteru glaci-tektonicznego na całym przekroju pokrywy dowodzi czysto wodnego pochodzenia żwirów tego wału. Wody, które przyniosły materiał miejscowy, mogły płynąć tylko z Sudetów. Żwirowisko wału okmiańskiego jest więc w głównej mierze dziełem wód sudeckich, najprawdopodobniej pra-Bobra.

9. Lekka domieszka w żwirach niecki grodziskiej materiału północnego oraz nikle pokrycie utworem morenowym (głina, żwir zwałowy, a przede wszystkim głazy i bloki o średnicy do 1 m) wału okmiańskiego świadczy o zajęciu przez łądolód całego omawianego obszaru.

10. Niezwykle niska powłoka morenowa na wale okmiańskim oraz prawie całkowity brak zaburzeń glacitektonicznych pozwala wnosić o małej sile i małej aktywności lodowca a także o jego krótkim pobycie na wale.

11. Z rozkładu miąższości dyluwium bardzo znacznej na wale okmiańskim, a więc na poddyluwialnym dziale wodnym Boberka i Skorej, a minimalnej na obniżeniach dolinowych wynika, iż lodowiec zajął najpierw doliny, osłaniając je w ten sposób przed wzmożoną akumulacją rzek górskich. Te ostatnie zmuszone nową sytuacją runęły na działy wodne, obficie je zasypując i to tak długo, dopóty i wododziały nie zostały zajęte przez łądolód.

12. Wał okmiański łącznie z innymi pobliskimi żwirowiskami tego obszaru jest zatem rezultatem wysokiego zasypania, wywołanego podparciem dolin podsudeckich przez lodowiec niżowy. Lodowiec wkroczył także na owe żwirowiska, pokrył je cienką moreną, nie zmieniając zasadniczej sylwetki stożków, przede wszystkim z powodu swej małej sily. Poważniejsze rozcięcie pokryw nastąpiło głównie w okresie odwrotu lodowca, kiedy siła wód była szczególnie wielka, a odpływ ich niezmiernie zaburzony.

13. Wał okmiański jest więc stożkiem nasypowym, podpartym przez lodowiec niżowy a nie moreną czołową jak to dotąd utrzymywano (9, 13, 15, 16).



## LITERATURA

1. Jahn A. Badania nad strukturą i temperaturą gleb w zachodniej Grenlandii. P. A. U. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego, 72. Dział A. 1946, Nr 6. Kraków, 1948.
2. Klimaszewski M. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocławskiego Tow. Naukowego. Seria B. Nr 7. Wrocław, 1948.
3. Krygowski B. Bericht über eine neue Methode der Selektion der Sandkörner nach ihrem Rundungsgrade. Archives de Minéralogie de la Société des Sciences et des Lettres de Varsovie. Vol. XIII 1937. str. 52—62.
4. Krygowski B. Untersuchungen klassischer quartärer Materiale mittels geologisch-petrographischer Methoden. Bull. de Academie Polonaise des Sciences et des Lettres. Classe des Sciences Mathematiques et Naturelles — Série A: Sciences Mathematiques. Cracovie, 1938.
5. Krygowski B. Zarys geologiczno-morfologiczny południowego Polesia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Komisji Matem.-Przyr. Seria A. Tom V. Zeszyt 1, str. 86—94. Poznań, 1947.
6. Krygowski B. Sprawozdanie z prac terenowych na Dolnym Śląsku w r. 1946. P. I. G. Biuletyn 32. Warszawa, 1947.
7. Krygowski B. Z badań nad narzutnikami Ziemi Zachodnich. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Nr 1. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Poznań, 1948.
8. Kühn B., Zimmermann E. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 202. Blatt Lähn. Preussische Geologische Landesanstalt. Berlin, 1919.
9. Kühn B., Zimmermann E. j. w. Lieferung 202. Blatt Gröditzberg. Berlin 1891.
10. Lencewicz St. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. P. I. G. Prace, II, zeszyt 2. Warszawa, 1927.
11. Lewiński J. Dyluwium Polski i Danii. Rocznik Pol. Tow. Geolog. T. VI. Kraków, 1930.
12. Schmitthener H. Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. Zeitschr. für Geomorphol. 1925.
13. Woldstedt P. Eiszeit und Urgeschichte. Mapa 1: 600 000. Gotha — Justus Perthes.
14. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Berlin, 1928.
15. Zimmermann E. Geologisch-agronomische Karte der nordwestlichen Umgebung von Liegnitz nebst Erläuterungen. Preuss. Geolog. Landesanstalt, Berlin, 1933.
16. Zimmermann E., Kühn B. Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 292. Erläuterung zu Blatt Goldberg u. Schönau (Nr 282 i 2885) I. Auflage. Preuss. Geolog. Landesanst. Berlin, 1936.



GRANULOMETRIA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH NIECKI GRODZISKIEJ

Nr p.	Rodzaj utworu i pochodzenie	Miejsce pobrania utworu	I								II								III										Symbol litologiczny (p. str. 436)		
			Skład mechaniczny średnica ziarna w mm								Skład petrograficzny żwiru o średnicy 2-3 mm								Stopień obtoczenia (i zaokrąglenia) ziarna kwarcowego — 1 mm												
			> 10 mm	10-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	< 0,5 mm	suma	1	2	3	4	5	6	7	8	ziarno okrągłe (obtroczone)					ziarno półokrągłe			ziarno graniaste				
																			0°-2,5°	2,5°-5°	5°-7,5°	7,5°-10°	suma a+b+c+d	10°-12,5°	12,5°-15°	suma e+f	15°-17,5°	17,5°-20°		< 20°	suma g+h+i
a	b	c	d	I	e	f	II	g	h	i	III																				
1	glina morenowa żółta	Podegrodzie D. Śl. obok cementowni	—	14,43	7,65	6,49	7,11	14,49	49,83	100,00	73,6	—	24,1	1,0	0,8	0,1	—	0,4	0,0	0,0	1,1	7,4	8,5	30,6	54,1	85,7	6,8	—	—	6,8	B
2	żwir sedimentacji wodnej	Miotłówek D. Śl. obok punktu wys. 236,7	6,41	15,72	21,44	19,27	23,73	7,71	5,72	100,00	79,4	0,8	18,4	0,4	1,0	—	—	—	0,0	0,3	1,0	3,6	5,9	5,8	12,6	18,4	30,5	22,6	23,6	76,7	A
3	żwir sedimentacji wodnej	Miotłówek D. Śl. żwirownia, próba ze stropu, obok punktu wys. 236,7	—	20,70	20,69	18,70	26,16	8,80	4,78	100,00	76,8	0,2	22,4	—	0,6	—	—	—	0,0	0,0	1,1	4,3	5,4	9,3	17,1	26,4	38,4	29,8	—	68,2	A
4	żwir (zwałowy)	Grodziska D. Śl. żwirownia A, próba ze stropu	8,80	25,09	26,72	14,01	15,34	10,04	—	100,00	61,6	—	38,4	—	—	—	—	—	0,0	0,0	1,6	5,8	7,4	27,8	48,2	76,0	16,6	—	—	16,6	B
5	żwir sedimentacji wodnej	Grodziska D. Śl. żwirownia A, próba z głębokości 3 m	2,35	16,19	13,69	11,88	22,45	13,74	19,70	100,00	58,2	—	41,8	—	—	—	—	—	0,0	0,0	0,0	3,6	3,6	9,6	43,9	53,5	35,6	7,3	—	42,9	B/A
6	żwir sedimentacji wodnej	Grodziska D. Śl. żwirownia A, próba z głębokości 6 m	—	—	0,75	2,14	30,31	31,45	35,34	100,00	69,1	—	28,7	—	2,2	—	—	—	0,0	0,0	0,8	8,1	8,9	37,6	45,5	83,1	8,0	—	—	8,0	B
7	żwir fluwioglacjalny	Niebylczyce D. Śl. żwirownia A, próba z głębokości 6 m	—	2,6	9,2	17,0	42,9	17,2	11,1	100,00	68,2	—	30,0	—	1,8	—	—	—	0,0	0,0	0,0	0,7	0,7	3,6	41,5	45,1	44,8	9,4	—	54,2	C/A
8	żwir (zwałowy)	Niebylczyce D. Śl. żwirownia A, z głębokości 1 m	1,3	8,1	34,6	30,0	22,0	4,1	—	100,00	69,2	0,6	29,4	—	0,8	—	—	—	—	—	2,4	4,3	6,7	25,1	50,2	75,3	18,0	—	—	18,0	B
9	żwir (zwałowy)	Olszanica D. Śl. żwirownia, próba z głębokości 5 m	—	3,62	9,06	17,28	42,99	15,83	11,22	100,00	82,8	—	16,0	—	1,2	—	—	—	—	0,2	0,7	6,4	7,3	24,6	52,5	77,1	14,1	1,5	—	15,6	B
10	żwir sedimentacji wodnej	Lubichów-Podraczynek D. Śl. żwirownia, próba z głębokości 5 m	—	1,33	5,76	12,93	39,97	24,53	15,46	100,00	77,0	0,6	21,2	0,4	0,8	—	—	—	—	—	0,2	1,3	1,5	6,2	24,6	80,8	46,3	19,7	1,7	67,7	C/A
11	żwir (wietrzelnina) z piaskowca ciosowego	Kamieniołom Niebylczyce D. Śl.	—	7,20	12,25	13,65	23,37	18,60	24,92	100,00	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,5	5,2	36,0	41,2	51,5	6,8	—	68,3	A
12	żwir (zwałowy)	Nysa Kłodzka, D. Śl. Wzgórza czołowo-morenowe	—	23,34	4,63	5,13	11,57	12,14	43,19	100,00	20,9	0,2	31,0	41,7	6,0	—	0,2	—	—	—	2,4	3,1	5,5	11,7	36,4	48,1	31,7	14,7	—	46,4	B/A
13	glina morenowa	Śliwniki pod Kaliszem. Próba ze studni	2,66	1,45	1,28	1,56	3,13	4,20	85,48	99,76	15,33	—	32,66	43,0	9,0	—	—	—	—	0,5	1,2	4,2	5,9	45,8	38,4	84,2	9,9	—	—	9,9	B

<sup>1</sup> Głównie skalenie, ale także augity, pirokseny oraz fragmenty skał krystalicznych.



Богумил КРЫГОВСКИЙ

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МУЛЬДЫ ГРОДЗИСКОЙ

(с 1 табл. и 13 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Между г. Болеславцем и г. Злоторыей в Нижней Силезии залегает заполненная четвертичными образованиями так называемая Гродзиска мулда. (Наименование от деревни Гродзиска, расположенной у подовшы базальтового конуса горы Гродзец).

Особенно своеобразной морфологической формой рассматриваемой площади этой мулды является т. н. Окмянский Вал, составленный из аккумуляционных четвертичных отложений. Вопреки мнению немецких исследователей, автор не принимает его за передовую морену, но за остатки площади засыпки произведенной наносами р. Бобер вследствие заторможения сплыва вод передовой частью ледника.

### ВВЕДЕНИЕ

По поручению Польского Государственного Геологического Института автор произвел исследования в годах 1946 — 1948 в районе между г. Болеславцем и г. Злоторыей (Нижняя Силезия), в так называемой в литературе, благодаря своей тектонике, Гродзиской мулде, наименование которой происходит от деревни Гродзиска, расположенной примерно в средней части мулды (фиг. 29).

Этот район с морфологической точки зрения состоит из:

1. базальтового конуса, возвышающегося над всей окрестностью,
2. вала, начинающегося на юге от базальтового конуса и бегущего в северном направлении и до окрестностей деревни Окмяны (Кайзервальдау),
3. слегка волнистой равнины, окружающей вал и являющейся для него морфологической основой.

Несчитая базальтового конуса, который не является предметом настоящей статьи, Окмянский Вал (наименование от местности Окмяны) оконтуривается четко в местности, что подтверждают, между прочим,



тоже и поперечные разрезы, произведенные сквозь вал кулисовым образом (фиг. 30). Длина вала равняется 10 км, ширина — 3 — 4 км, направление его почти меридиональное, а его силуэт четко зарисовывается. На карте П. Вольдштедта (14) он обозначен в качестве конечной морены, хотя характер этой формы и ее расположение у выхода Судетских долин не давали достаточного обоснования для зачисления этой формы к типу конечных морен, как это сделано немецкими исследователями (9).

Именно разрешение проблемы Окмянского Вала при помощи морфологических, геологических и петрографических критерий является темой настоящей работы.

#### МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Равнина, на которой расположен описываемый вал, имеет пологий наклон к северу (общий наклон равняется  $6^{\circ}/_{00}$ ) до места, где самый низкий пункт лежит 180 м н. у. м. тогда как наиболее возвышенный пункт на юге имеет высоту 240 м н. у. м. Равнина слегка волнистая, на юге сильнее, на севере слабее, как это указано на карте относительных высот этого района (фиг. 33). Указывает она что в северной части эта относительная высота колеблется в пределах от 0 — 10 м, тогда как в южной части описываемой площади в пределах от 10 до 20 м, а также в некоторых участках равнины доходит до 20 — 30 м.

На этой довольно сильно волнообразной равнине расположен Окмянский Вал (фиг. 30), возвышающийся над ней на 40 до 70 м и аналогично равнине имеет он падение к северу (фиг. 31) с наклоном от  $1,5^{\circ}/_{00}$  до  $4^{\circ}/_{00}$  к северу. Самая высокая точка его 289 м н. у. м. находится в южной части, самая низкая на севере 254 м н. у. м. Необходимо подчеркнуть, что Вал целиком располагается на водоразделе ручей Боберка и Скорой.

Как это достаточно видно из иллюстраций, Окмянский Вал представляет собой типичную форму вала, сомкнутую, прямолинейную, местами с поверхностью хребта совершенно плоской, что подтверждается продольными и поперечными разрезами. Затем это типичная форма совсем лишенная черт конечной морены, вследствие чего ничего удивительного, что карты относительных высот и холмистости (фиг. 33, 34, 35, 36) составленные для конечной морены окрестностей Гнезна (Велькопольска) и Окмянского Вала, согласно мнению П. Вольдштедта (конечная морена) высказывают большую разницу. И так оказывается, что относительные высоты несомненной морены Гнезна, колеблются в пределах от 5 до 30, но предел от 10 до 20 м является наиболее типичным; относительные высоты Окмянского Вала находятся в пределах от 30 до 60 м, вследствие чего разница является очень значительной. Такая же большая разница



обнаруживается тоже в отношении количества холмов, находящихся на 1 км<sup>2</sup>. И так когда на площади Окмянского Вала, это количество бугорков на 1 км<sup>2</sup> колеблется в пределах от 0 — 3 и только в исключительных случаях достигает числа 5, одновременно на пространстве конечной Гнезненской морены количество бугров колеблется от 5 до 30 на 1 км<sup>2</sup> с тем, что число бугорков от 10 — 20 на 1 км<sup>2</sup> для конечных морен является наиболее типичным. И вот именно эта черта большого скопления холмов, по размерам небольших но многочисленных выражается очень отчетливо на карте конечной морены с окрестностей г. Гнезна. Явление это совершенно отсутствует по отношению к Окмянскому Валу, который как большая форма вала с морфологической точки зрения представляет собою однообразный элемент в противоречии к типичной конечной морене, которая является комплексом большого количества мелких бугров.

Эта большая и существенная разница между описанными формами образований подтверждает вышеупомянутое воззрение о разном генезисе этих образований.

#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На сильно волнообразной подплейстоценовой поверхности лежит четвертичный покров, мощность которого колеблется в пределах от 0 до 60 м (фиг. 37), а считая от самой низкой точки подплейстоценовой поверхности до самой высокой точки Окмянского Вала, эта мощность составляет около 100 м. Однако нет уверенности, что пески и гравии заполняющие эти углубления подплейстоценовой поверхности, действительно принадлежат к плейстоцену, или же миоцену. Надо подчеркнуть, что максимальные мощности четвертичных отложений существуют в пределах вала.

Вообще все четвертичные отложения состоят здесь из песков и гравия, а глины представлены в ничтожном количестве; вся толща, как это указывает разрез, от подошвы ко кровли — имеет слоистый характер, причем залегание слоев горизонтальное или косое. Пески чередуются с галечником, который только в исключительных случаях создает мощные слои однородные по отношению к размерам зерна. Пески и гравии — в основном тщательно промыты. Все указывает на водное происхождение этих материалов, причем сила воды вероятно была значительной, так как в четвертичных образованиях этого района большинство галечника было крупных размеров. И так только в кровле встречается моренная глина и большие скопления валунов и глыб. Однако надо добавить, что покров непостоянного характера. Он очень тонкий и не типичный, а гляциотектонические перемещения особенно характерные для конечных морен встречаются здесь весьма редко и то не только на равнине донной морены, но и в пределах самого Вала.



Окмянский Вал построенный в целости из песков и гравия является результатом действия текущих вод и только в минимальной степени — результатом непосредственного действия ледникового покрова. В петрографическом отношении галечник Окмянского Вала существенно отличается от такого же материала плейстоценовой низменности, лежащей к северу от описываемой территории, что подтверждает нижеследующая сводка:

Петрографический состав гравия диаметра 2—3 мм (несколько образцов)

Место взятия образца	Кварц	Кремень	Полевой шпат <sup>1</sup>	Известняк	Песчаник
Гравий из Окмянского Вала	82,8	—	16,0	—	1,2
Гравий из гляциальной глины ок. г. Калиша	15,33	—	32,66	43,90	9,00
Гравий из г. Нысы	20,9	0,2	31,0	42,7	6,2

Кварцевое зерно гравия Окмянского Вала доминирует достигая до 82,8%, тогда как в гравии несомненно моренного происхождения из под г. Калиша обнижается до 15,33%. Вероятно низкое содержание (20,9%) кварцевого зерна указывает на моренный гравий окрестностей г. Нысы. Последующей разницей является почти совершенное отсутствие зерна известнякового в гравии Окмянского Вала и в тоже время в Калише и Нысе его очень много, более чем 40%.

Зерна полевых шпатов (вместе с фрагментами кристаллических пород) Окмянский гравий имеет 16%, моренный гравий Калиша и Нысы свыше 30% что обозначает большую разницу.

Из выше изложенного совершенно ясно, что гравий Окмянского Вала для низменного плейстоцепа является элементом обособленным, чуждым. И действительно, если скопление валунов, находящихся в кровле Вала, валунов несомненно скандинавского происхождения — есть результатом деятельности материкового льда низовья, то вся свита песков и гравия Окмянского Вала будет почти несомненно местного происхождения. Строительный материал Вала принесен с Судет, где обилие разнообразных пород вследствие выветривания и транспорта — могли вполне дать все составные части материала из которого построен Окмянский Вал<sup>2</sup>. Участие в этом гравии обломков несомненно судетских эруптив-

<sup>1</sup> Полевой шпат — вместе с фрагментами кристаллических пород.

<sup>2</sup> Кварцевое зерно, преобладающее в Окмянском Валу происходит, как все на это указывает, из миоцена (кварцевый гравий), мела (квадерные песчаники), гранитов изерских и из Карконошей а также из часто встречающихся жильных кварцев.



ных пород подтверждает целиком судетское происхождение описываемого гравия. Затем окатание гравия Вала значительно меньше чем окатание моренного (северного) гравия вследствие длительного транспорта, что также свидетельствует о местном происхождении материала, из которого создан Окмянский Вал.

Вышесказанное приводит к заключению, что строителем Окмянского Вала были воды Судет, причем процесс этот пробегал приблизительно следующим образом. Когда материковый покров оледенения приблизился к Судетам, уже ослабевший и тонкий — вследствие большого уже расстояния от своего центра, — прежде всего устремлялся в долины. Занял он на описываемой территории долины р. р. Бобра и Качавы, тормозя спływ воды. Незанятым льдом оставался некоторое время водораздел, на который устремились нагроможденные воды. И вот, происходит тут стремительное осаждение обильного, обломочного материала, транспортированного с гор. Таким образом растет Окмянский Вал на подплейстоценовом водоразделе, однако только до момента когда и участки водораздела подвергаются целиком покрытию ледником. Большие глыбы в кровли вала и легкие гляциотектонические перемещения принадлежат к этой именно эпохе. Тонкость моренного покрова, а кроме того отсутствие более значительных нарушений в Вале — свидетельствует о кратком периоде оледенения в этой местности и его небольшой интенсификации.

Все выше изложенные морфологические а также геологические и петрографические предпосылки должны привести — вопреки мнению немецких исследователей — к заключению, что в этом случае имеется дело с типичной формой высокого засыпа вследствие торможения долин опускающихся с Судет.

И так — Окмянский Вал это — как следует с его местоположения, конус наноса, вероятно реки Бобер, поддерживаемый материковым ледником низовья. Таким образом тезис Э. Ци м м е р м а н н а, определяющего Окмянский Вал как конечную морену, не оправдывается.



Bogumil KRYGOWSKI

## THE QUATERNARY OF THE GRODZISKA BASIN

(with 1 pl. and 13 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

Between Zlotoryja and Boleslaw in Lower Silesia there is stretched the so-called Grodziska Basin (the name originating from the Grodziska village situated at the foot of the basaltic cone of the Grodziec Mountain) filled with Quaternary deposits.

The most characteristic form built up of accumulation deposits is the so-called Okmiany rampart. Contrary to the opinion of German geologists the author considers it not as a terminal moraine, but as the remains of the accumulation surface produced by the river Bóbr, dammed by the glacier front.

### INTRODUCTION

In 1946—1948 the author carried out, on the behalf of the Geological Institute of Poland, investigations concerning the Quaternary of the Grodziska Basin within the area between the towns: Boleslawiec and Zlotoryja (Lower Silesia); that area owing to its tectonics is called in the literature: the Grodziska Basin from the Grodziska village situated at the foot of a basaltic cone of Grodziec Mt. occurring more or less within in the centre of the basin (Fig. 29).

From the morphological viewpoint the above area is composed of: 1. the basaltic cone overlooking the whole neighbourhood, 2. of a rampart which begins southward from the basaltic cone and is stretched northward up to about the village Okmiany (Kaiserwaldau), and 3. of a slightly undulated plain surrounding the rampart and representing its morphological base.

Apart from the basaltic cone, which is not discussed in the present work, the Okmiany rampart (named from the Okmiany village) is very distinctly marked in the relief; this may be also seen, in transversal sections directed through the rampart *en coulisses* (fig. 30) The above rampart 10 km long and



3—4 *km* wide, of a nearly N—S direction and a uniform outline, is defined on the P. Woldstedt's (14) map as a terminal moraine in spite of the fact that the character of this form and its situation at the outlet of the Sudetic valleys did not supply premises sufficient enough for regarding this form as belonging to the terminal moraines, as has been done by the German scientists (9). The present work aims at explaining the problem of the Okmiany rampart with the application of the morphological, geological and petrographical criteria.

#### MORPHOLOGICAL CHARACTERISTIC

The plain on which lies the rampart slopes slightly downward in the northern direction (the general slope amounts to about  $6\text{‰}$ ), where the lowest point reaches 180 *m* above the sea-level and the uppermost one on the south amounts to 240 *m*. The plain is slightly undulating: more on the south and less on the north; this may be seen on the map of relative altitudes of this terrain (fig. 33) which proves that the relative altitude varies in the northern part from 0 to 10 *m*, and in the southern area from 10 to 20 *m*, and in certain parts of the plain even from 20 to 30 *m*.

The Okmiany rampart (fig. 30) lies upon this rather strongly undulate plain; it rises over it from 40 to 70 *m* and slopes down northward (fig. 31) likewise as the plain proving a slope from  $1,5\text{‰}$  on the south to  $4\text{‰}$  on the north. The uppermost point amounting to 289 *m* above the sea-level lies on the south, and the lowest — 254 *m* — on the north. It is worth while mentioning that the whole of the rampart is situated upon the watershed of the Boberek and Skora (Kleine Bober and Schnelle Deichsa) streams.

The illustrative materials supply us with clear proofs that the Okmiany rampart represents a typical rampart form which is uniform, straight-lined; its summit surface is in some places quite flat; this is especially made evident in the transversal and longitudinal profiles. This is consequently a form which does not possess features of a terminal moraine, and no wonder that such a great difference is notified on the maps of relative altitudes and number of hills per *km*<sup>2</sup> (fig. 33, 34, 35, 36), executed for the terminal moraine near Gniezno (Western Poland) and the Okmiany rampart, considered by P. Woldstedt as a terminal moraine. It becomes clear that while the relative altitudes for the doubtless Gniezno terminal moraine vary from 5 to 30 *m*, and the most typical is its value from 10 to 20 *m*, the relative altitude of the Okmiany rampart varies within the limits from 30 to 60 *m*. We see how great is the difference.

A similar great difference is also to be noticed in the amount of hills per square *km*. While upon the Okmiany rampart area that number varies from 0—3, and reaches 5 in only several places, the number of hills within



the terminal moraine zone near Gniezno varies from 5 to 30, and the most typical for the terminal is the number of 10—20 hills per  $km^2$ .

The terminal moraine character, expressed on the map of hills as numerous small hills occurs for the terminal moraine near Gniezno in a very plastic way. On the other hand it is not to be seen in the case of the Okmiany rampart which as a large rampart form represents from the morphological viewpoint — a uniform element, contrary to the typical terminal moraine which is a complex of very numerous small hills.

The great and very essential difference between these above described forms is supported by the already expressed opinion concerning the unlike origin of both forms.

#### GEOLOGICAL-PETROGRAPHICAL CHARACTERISTIC

The Quaternary cover lies on a greatly undulating sub-Pleistocene surface (fig. 37); its thickness varies from 0—60 *m*, and in case we count from the lowest point of the sub-Pleistocene surface depression up to the uppermost point on the Okmiany rampart, that thickness will amount to about 100 *m*. It is not quite certain, however, whether the sand and gravels which fill the depressions of the sub-Pleistocene surface represent the Pleistocene or belong to the Tertiary formation, i. e. to the Miocene.

It must be mentioned that the maximal thickness of the Quaternary occurs within the rampart. The whole Quaternary is composed of gravel and sands (loams and clay represent an insignificant percent), and, as may be seen on the profile, it proves from the bottom to the top a very distinct stratified character, the bedding being either horizontal or cross-like. The sands are alternating with gravels which form thicker layers of gravel with pebbles in only sporadic cases. The sands, as well as gravels, are generally very accurately sorted out and washed out.

All the above proves the water origin of all these materials and we conclude that the force of the water was probably considerable as the coarse gravel is here often met. The boulder clay and larger concentrations of blocks and boulders are met only at the top itself of the rampart. It must be mentioned, however, that the loamy cover is not continuous, it is very thin and not typical; the glacitectonic disturbances, being a particularly characteristic feature of the terminal moraine, are very rare not only on the ground moraine plain, but also on the rampart area.

The Okmiany rampart, which is totally built up of sands and gravels is the result of flowing waters, and the rôle of the direct activity of the ice is minimal.

From the petrographical point of view the gravels of the Okmiany rampart differ in principle from the Pleistocene gravel occurring on the lowland



lying northward from the discussed area; this may be seen from the below table:

Petrographical composition of the gravel 2—3 mm in diam.

Origin of the sample	Quartz	Flints	Felspars <sup>1</sup>	Lime-stones	Sand-stones
Gravel from the Okmiany rampart (Mietłówek)	82,8	—	16,0	—	1,2
Gravel from the boulder clay near Kalisz	15,33	—	32,66	43,90	9,0
Moraine gravel from Nysa (town)	20,9	0,2	31,0	41,7	6,0

The quartz prevails within the Okmiany rampart and it reaches a value of up to 82,8%, while it falls to 15,33% in the gravel near Kalisz, where it represents a truly morainic gravel. A similar low percent of the quartz (20,9%) is proved in the morainic gravel near Nysa. A further difference is also seen in an almost complete lack of the calcareous grains within the Okmiany rampart gravel, while the morainic gravel from Kalisz and Nysa include them in a great quantity — over 40%. The Okmiany gravel possesses 16% of the felspar grain (including fragments of crystalline rocks), and the morainic gravel from Kalisz and Nysa — above 30%. This is a considerable difference which clearly proves that the Okmiany rampart gravel is an alien and quite distinct element for the lowland Pleistocene. If the complex of boulders occurring at the top of the rampart and which are doubtless of a Scandinavian origin result from the northern ice-sheet, the whole series of sands and gravels of the Okmiany rampart is in the main of a local origin. The materials which compose the rampart have been brought up from the Sudetic Mts where rocks are very diverse; the presence of Sudetic igneous rocks in the gravels is a decisive proof of their origin. The composition of the gravel of the Okmiany rampart found there to-day may result from weathering and transport<sup>2</sup>.

The Okmiany rampart, as may be seen from the above, is the result of the Sudetic waters operations and the origin of the rampart may be pictured as follows. When the ice-sheet approached the Sudetic Mts. it was

<sup>1</sup> Felspar together with fragments of crystalline rocks.

<sup>2</sup> The quartz the preponderance of which is so great within the Okmiały rampart is originating, as is easily proved, from the Miocene formation (quartzite gravels), the Cretaceous (Quader sandstones), Iser granites and Karkonosze (Riesengebirge) granites, as well as quartz veins often occurring in the Sudetic Mts.



already weak and insignificant owing to a great distance from its centres; it first entered the valleys. Within the discussed area it had entered the valleys of the Bober and Kaczawa and impounded the waters. The watershed upon which the dammed waters began to enter, was for a certain time free from the ice, and a violent accumulation of abundant materials transported from the mountains began to take place. This is the way in which grew the Okmiany rampart upon the sub-Pleistocene watershed, until the moment when parts of the watershed were completely filled by the ice cap. The blocks we find at the top and the slight glacitectonic disturbance origin from that period.

The insignificance of the moraine cover as well as the lack of traces of more important disturbances in the rampart point to a short stay of the ice sheet upon this area as well as to its weakness.

All the above morphological, geological and petrographical premises let us conclude opinion, that we have to deal here with a typical form of a high accumulation caused by the impounding of the drainage coming out from the Sudetic Mts.

The Okmiany rampart is consequently an alluvial cone, as results from the regional situation, most probably from the river Bober, obstructed by the northern ice-sheet. Therefore the idea of E. Zimmermann, who qualified the Okmiany rampart as a terminal moraine, must be rejected.



Alfred JAHN

## PROFIL UTWORÓW PLEJSTOCENSKICH W GÓRACH KĘCKICH KOŁO KĘT

(z 1 tabl. i 1 fig. w tekście)

### Streszczenie

Opis odkrywki plejstocenijskiej z Pogórza Karpat zachodnich, pozwalający na stwierdzenie zasypania doliny Soły w okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia do wysokości 14 m i do częściowego ustalenia wieku osadów, leżących na tych żwirach zasypania.

W lecie 1946 r. natknąłem się przypadkowo na Pogórzu Karpackim we wsi Góry Kęckie na wschód od Kęt na świeżo odsłonięty, interesujący profil utworów plejstocenijskich. Po szczegółowym zbadaniu na miejscu odkrywki porozumiałem się z dr K. Koniorem, prowadzącym od szeregu lat szczegółowe studia geologiczne w tym terenie. Korzystając z Jego zgody i nawiązując do uprzejmie zakomunikowanych mi, dotychczas nieopublikowanych materiałów (cegielnia w Górach Kęckich), podaję w niniejszej notatce opis profilu.

Odkrywka zbadana znajduje się w pobliżu Soły, na prawym zboczu niewielkiej doliny prawobocznego dopływu Soły, potoku Roczynka. W odległości 400 m na NE od znajdującej się tu cegielni rozkopano dla wydobywania żwirów zbocze doliny prawie do poziomu dna doliny. Załączony rysunek (fig. 42) i fotografie (tabl. XI, fig. 1 i 2) dają przekrój odkrywki. Oto charakterystyka poszczególnych warstw, poczynając od góry:

- |   |           |
|---|-----------|
| 1. Less szarozółty, bezwapienny, niewarstwowany   | 1,5—2,0 m |
| 2. Morena u dołu rdzawa (30 cm) wyżej szara, piaszczysta, zbita, bezwapienna, z licznymi głazami, z poziomem silnego wietrzenia w stropie | 1,5—2,5 m |
| 3. Żwiry karpackie (fliszowe), bez materiału północnego, odsłonięta w odkrywce  | 5,0 m     |

Profil ten daje się związać z odsłoniętym w pobliskiej cegielni przekrojem utworów plejstocenijskich, które przed wojną zostały już zbadane przez Dr



K. Koniora, a przeglądnięte przeze mnie w 1946 r. dla uzupełnienia obserwacji z wyżej opisanej, świeżej odkrywki prawego zbocza doliny Roczynki. Znajdujemy tu od góry:

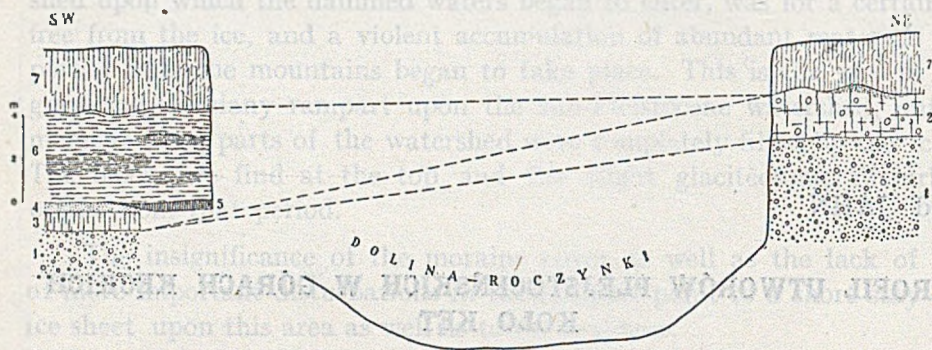


Fig. 42

Przekroje utworów plejstocenijskich żwirowni (na prawo) i cegielni (na lewo) w Górach Kęckich. Proporcja wysokościowa wierna, odległościowa schematyczna

1 Żwiry karpackie; 2. Morena; 3. Dolne gliny warstwowane; 4. Piasek; 5. Gлина czerwona  
6. Ił szary; 7. Less.

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Less żółto-brązowy   | 2,5 m |
| 2. Ił szary z odcieniem zielonawym (po wyschnięciu siwy), z licznymi soczewkami iłu ciemniejszego, z odcieniem niebieskawym w średniej części warstwy | 4,5 m |
| 3. Gлина czerwona, plastyczna, o powierzchni falistej, nierównej  | 0,7 m |

Dolna część profilu jest trudniejsza do ustalenia, gdyż na poziomie gliny czerwonej kończy się główny wykop cegielniany. Istniejące obok niego małe rozcięcia i studnia cegielni pozwala stwierdzić, że w niektórych miejscach pod szarymi iłami znajduje się:

- |   |           |
|---|-----------|
| 4. Piasek żółty, mialki, na powierzchni zbity w skorupę żelazistą | 0,5 m     |
| 5. Gлина brązowa, lekko smugowana, miąższość dokładnie nieznana   | ok. 1,0 m |
| 6. Żwiry fliszowe.  |           |

Próbki pobrane z soczewek ciemnoszarego iłu warstwy „2” zechcieli łaskawie zbadać prof. A. Paszewski w Lublinie i prof. M. Kostyniuk we Wrocławiu, stwierdzając zupełną jałowość organiczną tego materiału. Na 10 preparatów znalazł prof. Kostyniuk jedynie dwa pyłki, mocno zniszczone, wyglądające na sosnę.

Z następstwa stratygraficznego warstw obu przekrojów nie trudno poznać, że profil cegielni jest nadbudową profilu z moreną na zboczach Roczynki. Podstawą tych utworów są żwiry karpackie, których strop (pod mo-



reną) przypada w wysokości 289 m, tj. 14 m ponad współczesny poziom dna doliny Soły. Kontakt żwirów z moreną jest ostry, bez żadnych przejść mulkowych. Morena posiada grubość zmienną od 1,5 do 2,5 m, przyczyną zaś tego jest jej nierówna, falista powierzchnia. Ilość glazów w morenie jest duża, są to przeważnie czerwone kwarcyty i piaskowce kwarcytowe, żwiry kwarcowe, rogowce i krzemienie, granity różowe i amfibolity. Te ostatnie są tak silnie zwiertzałe, że rozsypują się pod lekkim uderzeniem młotka. Największy glaz liczy 40 cm średnicy. Strop moreny, kontaktujący się z wyżejległym lessem, jest powierzchnią rozmytą i zwiertzałą. Morena jest w całości profilu jedynym pokładem, którego wiek daje się bez dyskusji oznaczyć — jest to morena zlodowacenia Cracovien.

Nadległą serią są ily i less, odsłonięty w cegielni, a wykształcony tu w bezpośrednim pobliżu doliny Soły w warunkach, w których udział wód stojących, zabagniających teren był niewątpliwy. Mamy niestety zbyt mało dowodów na to, aby twierdzić, czy ily, osadzone tu w tak dużej masie, powstały w okresie wyraźnie różnym od epoki tworzenia się lessu, który w kilku miejscach łączy się drogą przejść stopniowych z wolno ciemniejącymi ku dolowi ilami. Fakt ten nie jest jednakże regułą, gdyż w innym znów miejscu śledzimy dość ostrą granicę ily i lessu, ujawniającą nawet, iż strop iłów jest powierzchnią nierówną, o kilku wgłębieniach, wypełnionych żółtym, wyżejległym lessem. Obecność pyłków sosny w niczym nie rozstrzyga zagadnienia — gdyż pyłki te spotyka się zarówno w lessach w ich facji glacialnej, jak też w utworach nieco cieplejszych faz klimatycznych. A zatem pozostaje problem istotny, czy ily naszego przekroju można uważać za utwór interglacialny, czy też za fację bagienną lessu.

W interpretacji stratygraficznej profilu dużą pomoc przyniosą nawiązania do znanych z najbliższego sąsiedztwa przekrojów dyluwialnych, w których sprawa wieku poszczególnych warstw mogła być łatwiej rozstrzygnięta. Biorę tu pod uwagę zbadany przez K. Koniora (5) przekrój utworów plejstocенskich w cegielni w Wilamowicach, leżącej po drugiej stronie doliny Soły zaledwie w odległości 8 km od naszego punktu, dalej również przez K. Koniora (4) opisany profil z Dziedzic oraz podany przez M. Klimaszewskiego (1) profil z Wadowic.

W profilu wilamowickim mamy jako najniższy poziom całego przekroju żwiry mieszane, karpackie i północne, wyżej, 2,5-metrową serię iłów, którą z uwagi na zawarte w niej pyłki roślin uznał K. Konior za utwór interglacialny (Masovien I), nad tym drugi poziom glinek szaro-brunatnych oraz less, pochodzący z okresu ostatniego zlodowacenia (Varsovien II). W Dziedzicach na żwirach mieszanych jest pokład szarych, piaszczystych iłów z florą zimną, interpretowany przez K. Koniora (4) jako seria, odpowiadająca zlodowaceniu Varsovien I, wreszcie na górze less. W wadowickim profilu M. Klimaszewskiego (1) znajdujemy na potężnym pokładzie żwirów



karpackich ility warstwowane a na tym morenę zlodowacenia Cracovien. Wyżej ility szaro-zielone, z luźno rozrzuconymi żwirami północnymi oraz gliny typu lessowego ze żwirami piaskowcowymi w stropie.

Żwiry karpackie pod moreną w przekroju dyluwialnym Gór Kęckich odpowiadają podobnym utworom wspomnianych wyżej profili. Żwiry mieszane Wilamowic i Dziedzic to utwory z grubsza synchroniczne z naszą moreną. Z profilu wadowickiego wynika — na co zwraca uwagę Klimaszewski — że cykl sedymentacyjny wód na zabarykadowanym przez łądolód Podkarpaciu kończy się ility, z których część wspomniany autor uważa za ility warwowe. Iłów tych brak w Górach Kęckich, a fakt ten można wyjaśnić, przyjmując, że łądolód wkroczywszy na obszar dawnego zastoiska zdołał zniszczyć serię ilastą w stropie materiałów gruboklastycznych, bądź też raczej — a takie tłumaczenie wydaje mi się bardziej poprawne — że w dolinie Soły nie doszło nigdy do wytworzenia się zastoiska. Ten stan rzeczy, charakterystyczny zresztą dla innych dolin rzek karpackich, zwłaszcza zaś dla doliny Dunajca (M. Klimaszewski 2, K. Konior 7) świadczy o przewadze wód idących z Karpat nad wodami, których źródłem był łądolód. Nurt potoków karpackich, akumulujących stożki żwirów fliszowych, sięgał po krawędź łądolodu.

Między osadzeniem się moreny a powstaniem lessu, który w odkrywce na prawym zboczu Roczynki spoczywa bezpośrednio na morenie, istniała niewątpliwie długa przerwa czasowa a jej dowodem są wyraźne ślady rozmycia i zwiertzenia moreny. Fakt ten jest w pełni zrozumiały, jeśli less powierzchniowy uznamy, stosownie do zgodnej opinii wszystkich badaczy stratygrafii podkarpackiego plejstocenu, za utwór z okresu Varsovien II. Przerwa ta trwała w tym miejscu przez dwa interglacjale i jeden glacjał, ponieważ dolne człony profilu cegielni występują pod lessem, a zatem czasowo odpowiadają one tej przerwie. Porównanie z profilami K. Koniora z Dziedzic i Wilamowic nie rozstrzyga wątpliwości, do którego z tych trzech okresów należało by odnieść serię naszych ility. Albowiem w Dziedzicach szare piaszczyste ility pod lessem zawierają zimną florę, są serią glacialną (wg Koniora Varsovien I), w Wilamowicach natomiast utwór o podobnym wyglądzie i pozycji stratygraficznej posiada florę cieplejszą (wg Koniora Masovien I). Poza tym wspólna dla wszystkich trzech profili, niegruba lecz charakterystyczna warstwa zochrowanej glinki w obu profilach Koniora znajduje się ponad ility, w Górach Kęckich poniżej ility. Z uwagi na powyższe fakty jestem skłonny uznać ility profilu Gór Kęckich za utwór młodszy od serii ilastej Dziedzic i Wilamowic. Za taką interpretacją przemawiałaby również wspomniana wyżej łączność stratygraficzna ility z lessem w profilu Gór Kęckich. Sądzę, że ilitym tym odpowiada w pobliskich Wilamowicach warstwa, leżąca tuż pod lessem, którą Konior scharakteryzował jako „glinkę szarobrunatną, pelityczną z widocznym wpływem środowiska wodnego“.



Reasumując całość należało by przyjąć następującą interpretację przekroju utworów plejstoceńskich w Górach Kęckich. Morena pochodzi ze zlodowacenia krakowskiego. W interglacjale Masovien I miała miejsce denudacja i zwietrzenie pokrywy morenowej. Do utworów następnego z kolei zlodowacenia można by zaliczyć gliny żółto-brązowe, dolne (less?), natomiast brak nam pewnych dowodów interglacjału Masovien II. Czerwone glinki prawdopodobnie pochodzą z tego okresu. W każdym razie gruby pokład ilów szarych nad nimi stanowiłyby utwór zimniejszego klimatu, w którym ostatecznie powstał less subaeryczny (młodszy, górny — Varsovien II).<sup>1</sup>

Szczególną osobliwością profilu dyluwalnego Gór Kęckich jest — obok mniej może ciekawego następstwa warstw — pozycja hipsometryczna i morfologiczna odsłoniętej tu moreny. Morena ta, jak wspomniałem, spoczywa na żwirach, których strop przypada w wysokości 289 *m*, tzn. 14 *m* ponad dno doliny Soły. Fakt ów dowodzi, że poziom wyrównania akumulacyjnego zabarykadowanej lodem doliny, poziom, który ostatecznie przykryty lodem został w swoim pierwotnym położeniu zakonserwowany pod moreną, stanowi niewysoki taras w stosunku do dzisiejszej Soły. Jest to zjawisko zgola nieoczekiwane w tych warunkach morfologicznych, w odległości 5 *km* od orograficznego brzegu Karpat. Dodać należy, że w sąsiedniej dolinie Skawy, w podobnej odległości od krawędzi gór i w identycznej niemal wysokości bezwzgl. (290 *m*) stwierdza M. Klimaszewski (1) żwiry karpackie, odsłonięte pod moreną. Ich położenie jednak w stosunku do dna doliny wynosi 36 *m*.

Soła, przebiwszy się przełomem przez Beskid Mały, płynie przez Pogórze doliną, rozszerzającą się ku północy na kształt leja. Wzdłuż doliny zwłaszcza na jej zboczu prawym, ciągnie się taras, — znany już J. Szaflarskiemu (10) — którego wysokość względna obniża się konsekwentnie w dół doliny, od 35 *m* u brzegu Karpat do 20 *m* w okolicach Kęt. W bezpośrednim pobliżu gór taras jest zbudowany ze skał fliszowych, powleczonych pokrywą żwirów, których miąższość rośnie ku północy. Na żwirach pojawia się less, a grubość jego wzrasta również ku północy. Odliczając less, właściwą wysokość tego tarasu żwirowego koło Kęt oceniam na ca 15 *m* — a zatem jest to taras, którego fragment odsłania się pod moreną w profilu Gór Kęckich.

<sup>1</sup> O szerokim regionalnym rozprzestrzenieniu owych tzw. lessów jeziorowych — ilów siwych, szarych lub zielonawo-szarych, podścielających lessy właściwe w południowej Polsce pisze Samsonowicz (9), gromadząc duży materiał zarówno z obserwacji własnych, jak też zaczerpnięty z literatury. Autor ów dochodzi do wniosku, że „iły siwe i loess jeziorowy stanowią utwór eoliczny, osadzony przez wiatry na obfitujące w wody obszary Polski południowej w dobie, kiedy już zaznaczyło się oziębienie klimatu w związku z nastaniem na dalekiej północy zlodowacenia, którego lądolód pokrył później całą Polskę (drugie w Polsce zlodowacenie — L<sub>4</sub>)”. Sądzę, że wniosek powyższy dotyczy również zjawisk, związanych z najmłodszym zlodowaceniem Polski.



Cytując powyższe stwierdzenie przychylam się do zdania Szaflarskiego (10) i Koniora (6), wiążących powstanie tarasu ze zlodowaceniem krakowskim.

Nasuwa się jednakże pytanie, dlaczego łądolód zabarykadował dolinę Soły w okolicy Kęt, nie spowodował jej wypełnienia przez żwiry w poziomie wyższym, aniżeli to stwierdzamy w Górach Kęckich. Wzgórza działowe po obu stronach doliny na południe od Kęt wznoszą się ponad 320 *m*, tzn. 40 *m* i wyżej w stosunku do dna doliny; przy zupełnym zatamowaniu rzeki lodem zasypanie mogło sięgnąć do tego poziomu.

Wydaje się, iż dwie są przyczyny, że do takiego zasypania doliny Soły tu nie doszło. 1) Żwiry Gór Kęckich osadziły się niewątpliwie w czasie transgresji lodów, a więc w zimnym klimacie, gdy dopływ wód idących z Karpat i ilość materiału, przez nie niesionego, była wyraźnie osłabiona. 2) W okresie zlodowacenia Cracovien, jak stwierdza K. Konior (5), Soła nie znajdując ujścia ku północy, kierowała swe wody ku zachodowi. Było to możliwe, ponieważ na północ od Kęt lewe (zachodnie) zbocze doliny obniża się wyraźnie (poniżej 300 *m*). Dowodem zresztą tego splywu wód są żwiry mieszane (karpacko północne) znalezione w okolicy Bestwiny, Dankowic i w Wilamowicach w wysokości 260—265 *m*. Leżą one w poziomie niższym aniżeli powierzchnia tarasu w Górach Kęckich. Wprawdzie uwagi Koniora odnoszą się do okresu recesji łądolodu, lecz nie ulega wątpliwości, że w każdej fazie zlodowacenia wody, dla których tamą był lodowiec, mogły w tym obszarze mieć ujście tylko ku zachodowi. Ten sam zresztą kierunek splywu wód peryglacialnych — jak stwierdza M. Książkiewicz (8) — istniał również dalej ku zachodowi, na Pogórzu cieszyńskim. Otóż, z niskiego położenia żwirów karpackich w Górach Kęckich można sądzić, że nasuwający się łądolód, gdy doszedł do Kęt, nie zdołał jeszcze w pełni zatamować doliny, odpływ ku zachodowi funkcjonował nadal, przebijając się — być może — przez cienką, brzeźną pokrywę lodu.

To ujście Soły zostało zamknięte dopiero wówczas, gdy łądolód dotarł do zboczy wzgórz na południe od Wilamowic i Kęt a przesunąwszy się przez nie zabarykadował szczelniej lejkowatą dolinę. W wyniku tego faktu poziom zasypania w dolinie gwałtownie wzrósł, a na tarasach u stóp gór osadziły się żwiry w położeniu wyższym aniżeli w okolicy Kęt. W fazie największego rozprzestrzenienia lodowiec sięgał do krawędzi Karpat, do Porąbki (Klimaszewski 3, Konior 6)<sup>1</sup>. Regresja lodowca na linię Kęt i na północ od

<sup>1</sup> Do materiału, cytowanego przez obu wspomnianych autorów, dołączam następującą, luźną obserwację: Na zboczu prawym doliny Soły (góra Palenica), tuż nad północnym krańcem zabudowań Porąbki, znalazłem kilka głazików granitu, z których najwyżej położony znajdował się w wysokości 370 *m*.



niej znów otworzyła ujście wód Soły ku zachodowi, obniżając powtórnie poziom akumulacji żwirowej do wysokości tarasu 15-to metrowego, względnie nawet poniżej jego powierzchni. Gdyby bowiem Soła w tym okresie płynęła w poziomie wyższym, musiałyby jej żwiry w Górach Kęckich znajdować się również ponad moreną — czego w profilu naszym nie widzimy. Przeczy temu również niskie położenie żwirów mieszanych w okolicach Kęt i Wilamowic, żwirów, których większość niewątpliwie pochodzi z okresu regresji lodowca.

*Lublin, marzec 1948 r.*

#### LITERATURA

1. Klimaszewski M. Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpaten und ihren Vorland. P. A. U. Starunia. Nr 13. Kraków, 1936
2. Klimaszewski M. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. Wiad. Służby Geogr. Warszawa, 1937
3. Klimaszewski M. Die Südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpaten. Zeit. f. Gletscherkunde, XXV. 1937
4. Konior K. O profilu pleistocenijskim w Dziedzicach. P. A. U. Starunia Nr 11. Kraków, 1936
5. Konior K. O występowaniu warstw interglacialnych w Wilamowicach. P. A. U. Starunia. Nr 18. Kraków, 1939
6. Konior K. Przyczynki do znajomości dziejów hydrografii arkusza Biała — Bielsko. Pozn. Tow. Nauk., I. z. 5. Poznań, 1939
7. Konior K. Geologia okolicy Tarnowa. Ann. Univ. M. C. S. Ser. B, V. I. Lublin, 1946
8. Książkiewicz M. Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego. P. A. U. Wyd. Śląskie. Prace Geolog. Nr 2. Kraków, 1935
9. Samsonowicz J. O lessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Wiad. Archeolog., IX. Warszawa, 1924
10. Szaflarski J. Z historii doliny Soły. Prace Inst. Geogr. U. J., 13. Kraków, 1932.



Альфред ЯН

## ПРОФИЛЬ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА В КЭНЦКИХ ГУРАХ ОКОЛО КЭНТ (КАРПАТЫ) (с 1 табл. и 1 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Описание обнажения плейстоцена в предгорьях западных Карпат, позволяющего констатировать засыпание долины реки Сола в период максимального оледенения до высоты 14 метров над современным руслом, а также позволяющего определить возраст осадков-лежачих на гравиях, которыми была засыпана долина Сола.

В заметке автор описывает и интерпретирует интересный разрез осадков плейстоцена хорошо обнаженных в деревне Кэнцкие Гуры около Кэнт, на склонах долины реки Рочинки, притока Сола. Пункт этот находится в карпатском предгорьи (область холмов) на расстоянии около 5 километров от высокого, отчетливо выраженного края Карпат.

В обнажении сверху вниз залегают следующие отложения (фиг. 42 и табл. XI, фиг. 1 и 2)

7. Желтокоричневый лёсс .....	2,5 м
6. Илистая серозеленая глина .....	4,5 „
5. Красная глина .....	0,7 „
4. Песок .....	0,5 „
3. Бурая глина .....	1,0 „
2. Морена .....	1,5—2,5 „
1. Карпатские гравии .....	5,0 „

Сравнивая этот разрез с другими обнажениями плейстоцена исследованными К. Конёром и М. Климашевским в этом же районе, автор приходит к заключению, что можно определить возраст двух слоев описанного разреза. Морена представляет собою след максимального оледенения Польши (краковского — согласно номенклатуре Вл. Шафера), верхний желтокоричневый лёсс связан с наиболее молодым оледе-



нением Польши (варшавском II). Возраст средней части разреза определить трудно.

Слой выветрившейся морены является повидимому доказательством межледникового (мазовецкого I); желто-бурая глина, в петрографическом отношении сходная с лёссом, может оказаться старшим лёссом. Мощный пласт слоистой серозеленой глины, лежащей под верхним темно-желтым лёссом, не отличается существенно от более древней глины и представляет собой, повидимому, так называемый, озерный лёсс первой стадии наиболее молодого оледенения.

Весьма интересно отношение осадков плейстоцена к морфологии района. Кровля карпатских гравиев находится под мореной на высоте 14 м над современным дном долины. Гравии были отложены во время краковского оледенения когда долина реки была забаррикадирована льдом. Ледяной барьер поднял воду реки (Солы), повидимому не очень высоко, ибо гравии были отложены только до уровня 15 м, создав террасу. Следует добавить, что во время краковского оледенения уровень седиментации гравиев в других карпатских и прикарпатских долинах был выше. В долине Дунайца согласно данным М. Климашевского, он находится в среднем на высоте 50 м над современным дном долины а в отдельных местах достигает 120 м высоты. Более низкое положение гравиев в долине р. Сола под Кэнтами можно объяснить предположив, что существовал отток этой реки на запад, вдоль края ледника.

In the above contribution the author gives a description and a brief mention of an interesting profile of Pleistocene deposits, which are well exposed in the village Górz Kociński near Kęty, on the slopes of the small valley of Koczwarka, a tributary of the Solinka. The place lies in the Carpathian foothills region the distance from the high and distinctly marked Carpathian mountain margin amounts to 5 km.

The exposures reveal the following beds beginning from the top (see fig. 42 and pl. XI, fig. 1 and 2)

1	0.5	Carpathian gravels
2	1.5-2.5	Moraine
3	1.0	Yellow-brown clay
4	0.5	Sand
5	0.7	Red clay
6	1.5	Greenish-grey silty loam
7	2.5	Yellow-brown loess

Comparing this profile with the other Pleistocene profiles investigated by K. Kociński and M. Klimaszewski in that region, the author comes



Alfred JAHN

## THE PROFILE OF THE PLEISTOCENE IN GÓRY KĘCKIE NEAR KĘTY (Carpathians)

(with 1 pl. and 1 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

A description of an outcrop of the Pleistocene from the Carpathian foot-hills region in the valley of the Sola, the gravel accumulation 14 m high was due to the obstruction of the drainage during the maximal stage of the glaciation. The age of the covering deposits has been partly established.

In the above contribution the author gives a description and an interpretation of an interesting profile of Pleistocene deposits, which are well exposed in the village Góry Kęckie near Kęty, on the slopes of the small valley of Roczynka, a tributary of the Soła-river. The place lies in the Carpathian foot-hills region the distance from the high and distinctly marked Carpathian mountains margin, amounts to 5 km.

The exposures reveal the following beds beginning from the top (see fig. 42 and pl. XI, fig. 1 and 2)

- |                                    |            |
|------------------------------------|------------|
| 7. Yellow-brown loess .....        | 2,5 m      |
| 6. Greenish-grey, silty loam ..... | 4,5 ,,     |
| 5. Red clay .....                  | 0,7 ,,     |
| 4. Sand .....                      | 0,5 ,,     |
| 3. Yellow-brown clay .....         | 1,0 ,,     |
| 2. Moraine .....                   | 1,5—2,5 ,, |
| 1. Carpathian gravels .....        | 5,0 ,,     |

Comparing this profile with the other Pleistocene-profiles, investigated by K. Konior and M. Klimaszewski in that region, the author comes



to the conclusion, that the age of the two layers of the described section may be determined. The moraine represents the greatest Polish Glaciation (Cracovien according W. Szafer's nomenclature), the upper loess derives from the latest Polish Glaciation (Varsovien II). The middle part of the section cannot be exactly defined. The weathered layer of the moraine is probably an evidence of the interglacial period (Masovien), the yellow-brown clay, from the petrographical point of view similar to loess, should be considered as older loess. The big, laminated layer of grey silty loam, underlying the upper yellow loess does not show any distinctly marked difference with the former and represents the so called lacustrine-loess from the first stage of the last glaciation.

The most interesting is the relation of these Pleistocene sediments to morphology. The surface of the Carpathian gravels lies underneath the moraine in the level of 14 m above the present floor of the valley. The sedimentation of gravels took place in the Cracovien Glaciation in the time when the valley was occupied and dammed by the ice sheet margin. The ice-barrier dammed the water of the river (Soła), but not high, since the gravels were deposited to the level of a 15 m terrace. It may be added, that the level of gravel sedimentation was higher during Cracovien Glaciation in other Carpathian and Subcarpathian valleys. It average, according to M. Klimaszewski, amounts to 50 m, in the Dunajec-valley it reaches even 120 m above the recent bottom of the valley. The low position of Pleistocene gravels in the Soła valley near Kęty may be explained, if we accept the lateral outflow of the river along the inland-ice border to the west.

Kęckie, ciągnący się na północnym wschodzie od miejscowości Kęty, graniczący z południem po Odrę i Widawę, ku północy do doliny Jaryczy, pod względem morfologicznym przedstawia bardzo nierówny i niejednorodny teren, z piasko-łajstymi wyżynami, ukształtowanymi przez dotychczasowe i obecne wywołania.

Najwyższe wynoszący powyżej 330 m n. p. m., grunty się porożniły od Oboznik, przeważnie w środkowym pasie Wzgórz Trzebnickich. Osiągają one na zachód od Trzebnicy punkt kulminacyjny 337 m n. p. m., po czym na wschód od Piernowa (tuż poza granicami miejscowości) mają skłonność na N. Wzniesienia te tworzą łańcuch wyżynny, tak np. na zachód od Trzebnicy w kierunku Malczyna, na północie na Różów i Biedków, oraz na wschód od Dolnego Głuchowa.

Opis wyznaczenia i badań geologicznych przeprowadzonych latami 1945 i 1957; materiały wydane przez Instytut Geologii i Geografii Uniwersytetu Warszawskiego, Instytut Geologiczny w Warszawie.







Jan ROKICKI

## LESSY I UTWORY PYŁOWE WZGÓRZ TRZEBNICKICH<sup>1</sup>

(z 1 tabl. i 1 fig. w tekście)

### Streszczenie

Autor opisuje występowanie lessów, pyłowego osadu i pyłowych glin w okolicach wzgórz Trzebnickich. Osady te nie powstały jako wynik eolicznej sedimentacji. Wielką rolę odegrała woda; świadczy o tym uwarstwienie tych osadów, jak również obecność żwirku i glazików.

Tu jednak miały miejsce bardziej skomplikowane procesy. Niemcy zainteresowani tymi zagadnieniami nie stworzyli jednolitego poglądu na pochodzenie i warunki tworzenia się tych osadów.

### WSTĘP

Wzgórz Trzebnickie są najbardziej na południe wysuniętą częścią Gór Kocich, ciągnących się na przestrzeni około 200 km od Nowogrodu nad Bobrem po Ostrzeszów Wielkopolski. Odcięte na zachodzie przełomem Odry od Wzgórz Dalkowskich, przechodzą ku wschodowi, zmieniając pierwotny kierunek z ESE na NE we Wzgórz Twardogórskie i Ostrzeszowskie. Odwodnione od południa do Odry i Widawy, ku północy do doliny Baryczy, pod względem morfologicznym przedstawiają bardzo nieregularny krajobraz wzgórz i płasko falistych wyżyn, urozmaiconych licznymi dolinami i głęboko wciętymi wąwozami.

Najwyższe wyniosłości, powyżej 230 m n. p. m., grupują się, począwszy od Obornik, przeważnie w środkowym pasie Wzgórz Trzebnickich. Osiągają one na zachód od Trzebnicy punkt kulminacyjny 257 m n. p. m., po czym na wschód od Piersna (już poza granicami załączonej mapki) skręcają nagle na NE. Wyniosłości te tworzą faliste wyżyny, jak np. na zachód od Trzebnicy w kierunku Malczewa, na południe na Raszów i Będków, oraz na wschód od Dolnego Głuchowa.

<sup>1</sup> Sprawozdanie z badań terenowych przeprowadzonych latem 1948 i 1949 r. subsydiowanych przez Tow. Przyjaciół Nauk w Poznaniu oraz Państwową Instytut Geologiczny w Warszawie.



Do wyniesień tych z obu stron przylega łańcuch niższych wzgórz, głęboko pociętych systemem dolin. Północne wzgórze, o przeważającej wysokości do 220 m, opadają łagodnie w kierunku doliny Baryczy, południowe zaś urywają się nagle prostolinijnie przebiegającą krawędzią o długości 18 km, biegnącą od Mienic aż do Skarszyna. Krawędź ta, zaznaczająca się na mapie topograficznej przebiegiem poziomicy 180 m, ma kierunek WNW—ESE, zgodny z kierunkiem tektonicznym Sudetów i zanika już na północny zachód od Mienic pod utworami morenowymi, przechodząc w krajobraz o formach falistych, znacznie już łagodniejszych.

Odkrywka przy cegielni w Trzebnicy, przy szosie do Wrocławia, pozwala nam nieco głębiej zapoznać się z budową geologiczną tego obszaru. Na utworach trzeciorzędowych występują tu dwie moreny przedzielone warstwami drobnego piasku i ilów warwowych. Górną morenę, oddzieloną piaskami i ilami od starszej moreny Elstery, posiadającej wyraźną warstwę zwietrzenia, zaliczają Meister (7) i Schwarzbach (13) do moreny dennej zlodowacenia Saali.

Utwory te uległy zaburzeniu na skutek ponownego nasunięcia lądolodu. Według Meistersa, który wykonał zdjęcie geologiczne południowej części Wzgórz Trzebnickich, po głównym zlodowaceniu Dolnego Śląska, to jest zlodowaceniu Saali, lecz przed ponownym nasunięciem lądolodu, nastąpiło wypiętrzenie Wzgórz Trzebnickich, skutkiem czego nasuwający się ponownie lodowiec, napotkawszy zapórę, spowodował zaburzenie i sfaldowanie utworów starszych, pozostawiając na nich tylko cienką pokrywę materiału zwałowego (7, str. 8). Spiętrzoną tę morenę wydzielił Woldstedt jako morenę końcową „Stadium Warty“, oddzieloną od ostatniego najmłodszego zlodowacenia Europy interglacjałem, znalezionym przez Meistersa na południe od Trzebnicy (16, str. 22). Brak natomiast interglacjału oddzielającego tę morenę od moreny Warty, to też Meister oznacza ją jako morenę „nierozstrzygniętego wieku“. Jest to morena piaszczysto-gliniasta, małej przeważnie miąższości, pod którą występują zaburzone warstwy starszego dyluwium.

W czasie najmłodszego zlodowacenia Europy (zlodow. Varsovien II — „Wisły“) zostały, według poglądów niemieckich, nawiane na Wzgórze Trzebnickie utwory lessowe. Do nich zostały zaliczone zarówno lessy właściwe jak i utwory im pokrewne, zwłaszcza glinki pyłowe przeławicone, względnie z domieszką żwirku i kamieni. Fakty te w różny sposób były interpretowane przez badaczy niemieckich, co w rezultacie, wobec z góry narzuconej eolicznej hipotezy ich powstania bez głębszego wniknięcia w miejscowe warunki występowania, raczej komplikowało niż wyjaśniało genezę tych utworów.

W niniejszej rozprawie zostały podane osiągnięte dotychczas przeze mnie wyniki badań nad utworami lessowymi Dolnego Śląska, które rozpo-



cząłem latem 1948 r. Nie sugerując się żadną z góry narzuconą koncepcją, opieram się tu wyłącznie na spostrzeżeniach terenowych i wynikach analiz mechanicznych.

Wyniki te idą raczej po linii najnowszych poglądów radzieckich jak Berga (1,2), Bolszakowa (3) i innych.

### PODZIAŁ UTWORÓW LESSOWYCH I METODYKA BADAŃ

Zaliczenie przez Niemców do typowych lessów utworów posiadających nieraz tylko domieszkę części pyłowych, spowodowało błędne ich skartowanie na mapach geologicznych i glebowych Dolnego Śląska. Tak np. Meister w opisie do zdjęcia geologicznego południowego odcinka Wzgórz Trzebnickich (7, str. 34, tabela III, nr 2) przytacza wynik analizy próbki lessu pobranej pod Wrocławiem, na południu od Krzyków. Próbka ta wykazała: zawartość części żwirowych, większych od jednego milimetra 9,6%, w tym większych od 2 milimetrów 6,8%, części drobnego pyłu (0,01—0,05) tylko 28,0%, a części mniejszych od 0,01 milimetra 14,8%; ogólna zaś ilość piasku i żwirku przewyższa o 19,6% zawartość części pyłowych. Skład mechaniczny tego materiału znacznie odbiega od granic przyjętych przez Keilhacka dla poszczególnych frakcji lessu (12, str. 82) toteż trudno uważać go za produkt pochodzenia eolicznego.

Przy badaniu utworów lessowych Wzgórz Trzebnickich należało przede wszystkim oprzeć się na ścisłej definicji, co nazywać lessem a co utworem pokrewnym. Oprócz cech morfologicznych za podstawę przyjęto głównie ich skład mechaniczny, według którego utwory lessowe zostały podzielone na lessy właściwe, glinki pyłowe i utwory pyłowe spiaszczone. Lessy właściwe, pochodzenia eolicznego, to glinki pyłowe o zdecydowanej przewadze części pyłowych (0,1—0,01 mm)<sup>1</sup> przy zawartości części spławialnych (mniejszych od 0,01 mm) od 20 do 40%.

Sumaryczna jednak zawartość części spławialnych nie jest tu tak charakterystyczna, jak zawartość frakcji iłu koloidalnego (mniejszej od 0,002 mm), która dla lessu pochodzenia eolicznego w poziomach niezglinionych nie powinna przekraczać 12—13%, w poziomach zaś zglinionych 17<sup>0</sup>/<sub>0</sub> (less w Szczep-rzeszynie wg Dobrzańskiego 16<sup>0</sup>/<sub>0</sub>).

Publikowane dotychczas wyniki analiz składu mechanicznego lessów ograniczały się przeważnie do podania ogólnej ilości części mniejszych od 0,01 mm, toteż, by należycie tę kwestię naświetlić, wykonałem cały szereg analiz zmodyfikowaną metodą Atterberga. Dla lessów pochodzenia eolicznego, których sedymentacja odbywała się na ogół w bardziej jednostajnych warunkach

<sup>1</sup> Podział na frakcje mechaniczne ustalony przez Komisję Klasyfikacji i Nomenklatury Gleb Polskiego Tow. Gleboznawczego. Warszawa, 1948.



aniżeli sedymentacja wodna, należy przyjąć, że frakcja ilu koloidalnego w poszczególnych poziomach nie powinna ulegać silnym wahaniom.

Przy podziale utworów pyłowych ważną jest również zawartość części szkieletowych (większych od 1 mm). W lessach właściwych frakcja ta nie występuje, względnie wyraża się setną częścią procenta; niewielka jest również ilość piasku (0,1—1 mm). Trudno bowiem sobie wyobrazić, by wiatr w jednakowych warunkach sedymentacji mógł osadzić jednocześnie drobny pył (0,05—0,01 mm) ze żwirkiem i kamykami, toteż glinki pyłowe posiadające części szkieletowe zostały wydzielone od lessów właściwych, czyli utworów pochodzenia eolicznego.

Pod względem morfologicznym less wyróżnia się jako skała o znacznej nieraz miąższości, z zawartością węglanów, wykazująca skłonność do pionowego spękania oraz tworzenia urwistych ścian i wąwozów. Glinki pyłowe różnią się od lessów przede wszystkim zawartością części większych od 1 mm, a więc żwirku i kamieni; frakcja piasku (0,1—1 mm) ulega tu znacznym wahaniom, od kilku do kilkudziesięciu procent. Ogólna jednak zawartość szkieletu i piasku nie może być większa od sumy części pyłowych (0,1—0,01 mm).

Glinki pyłowe posiadają przeważnie małą miąższość (do 2,5 m), a będąc odwapnione, wykazują nieraz silne zbielicowanie. Zależnie od stopnia zbielicowania i domieszki części spławialnych zmieniają swą konsystencję od bardziej sypkiej do zwięzłej.

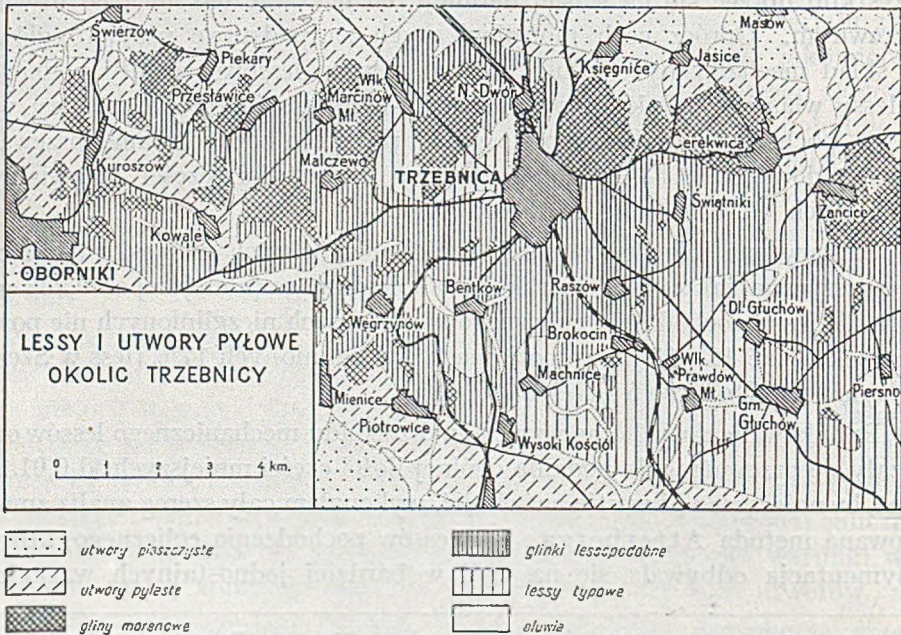


Fig. 43



Utwory pyłowe spiaszczone. Ostatnią grupę utworów pyłowych tworzą utwory pyłowe spiaszczone. Są to utwory w dużym stopniu prze-myte o zawartości części spławialnych od 10 do 20%. Ilość części szkieletowych i piaszczystych jest tu różna, jednak ogólna ich zawartość nie może przewyższać sumy części pyłowych. Znajdują się więc na przejściu między glinkami pyłowymi a piaskami pylastymi o niedużej zawartości pyłu.

Przy wydzieleniu więc lessów właściwych od utworów im pokrewnych, to jest glinek pyłowych i utworów pyłowych spiaszczonych, oprócz cech morfologicznych oparłem się przede wszystkim na ich składzie mechanicznym, a więc:

do lessów właściwych, pochodzenia eolicznego, zaliczyłem utwory, burzące się z *HCl*, pozbawione domieszki szkieletu i przeławicenia, o zawartości części mniejszych od 0,01 mm od 20—40%;

utwory zaś pyłowe, wykazujące domieszkę żwirku i kamieni wzgl. wyraźne przeławicenie przy tej samej ilości części gliniastych wydzieliłem jako glinki „pyłowe“;

do utworów zaś pyłowych spiaszczonych zostały włączone utwory z przewagą części pyłowych, przy znacznej domieszce szkieletu, z ilością części spławialnych już od 10—20%<sup>1</sup>.

Na tej zasadzie sporządziłem załączoną mapkę: „Lessy i utwory pyłowe okolic Trzebnicy“ (fig. 43).

#### GLINKI PYŁOWE

Wzgórze Trzebnickie posiadają bardzo ciekawy i zwarty kompleks utworów pyłowych. Na załączonej mapce wyraźnie zaznacza się ich przebieg pasowy o kierunku WNW—ESE. Utwory te tworzą w stosunku do siebie jakby 3 kondygnacje: na wyżynie, w środkowej części zbadanego terenu, występują glinki pyłowe; lessy właściwe pokrywają przeważnie południowe i południowo-wschodnie zbocza, zaś utwory pyłowe spiaszczone, w stosunku do poprzednich wyżej wymienionych, posiadają już najniższe położenie i otaczają jakby wąskim pasem Wzgórze Trzebnickie.

Większe zasięgi glinek pyłowych znajdują się na zachód, południe i południowy wschód od Trzebnicy, po wieś Malczewo, Brokocin i Cerekwice, oraz we wschodniej części pomiędzy Głuchowem a Cielętnikami (poza granicami mapki); schodzą one również i w obniżenia pomiędzy odosobnione wzgórza pokryte gliną morenową, np. na północny-wschód od Obornik. Są to jakby utwory pośrednie między gliną morenową a właściwym lessem. Od lessu różnią się domieszką szkieletu, małą miąższością i odwapnieniem. Pozbawione przeważnie węglanów, są nieraz w znacznym stopniu zbielicowane, skutkiem czego

<sup>1</sup> Prof. dr Jan Tomaszewski wyodrębnia spośród utworów pyłowych lessy właściwe, glinki lessopodobne zawierające części szkieletowe, oraz szczytki pyłowe posiadające 10—20% części spławialnych.



barwa ich, w zależności od zawartości związków żelaza i domieszki próchnicy, zmienia swe natężenia od żółto-szarej do brunatno-rdzawej.

Nie tylko na zboczach, lecz również i na wzniesieniach, pokrytych według terminologii niemieckiej *lessem*, spotyka się rozrzucone większe kamienie. Kamienie te znalazłem także w materiale pyłowym poszczególnych profilów. Charakterystyczny jest udział frakcji składu mechanicznego w różnych poziomach.

Zbadano poszczególne wzgórza i wypiętrzenia terenowe, na których szczytach wykluczone są możliwości soliflukcji.

Na najwyższym wzniesieniu Wzgórz Trzebnickich (257 m n. p. m.) 2 km na zachód od Trzebnicy, na odwapnionej glince pyłowej o miąższości 80 cm, znajduje się rozrzucony nordyczny materiał zwałowy.

TABELA 1

Skład mechaniczny utworów pyłowych Wzgórz Trzebnickich  
(met. Sabanina)

Nr Nazwa utworu i miejsce jego występowania	Głębokość pobranej próby w cm	Średnica ziarn w mm							
		> 2,0	2,0—1,0	1,0—0,50	0,50—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01
1. Wzniesienie 257m n. p. m. na zach. Trzebnicy									
glinka podobna do lessu	40—60	—	0,05	0,12	0,75	1,00	5,99	53,16	38,93
	60—80	0,47	1,00	1,27	2,92	3,65	13,37	42,55	34,77
glina morenowa	80—100	11,93	7,45	5,24	7,54	6,03	10,93	23,56	27,32
2. Oborniki 1 km na pn.wsch.									
glinka podobna do lessu	5—30	1,02	0,19	0,85	4,90	11,26	12,24	47,50	22,04
	65—85	0,01	0,13	2,61	9,73	18,96	17,51	25,28	25,77
	85—115	—	0,14	1,10	8,64	14,81	14,81	31,12	29,38
3. Piotrowice									
glinka podobna do lessu	55—75	0,34	1,12	1,45	4,13	11,65	26,70	33,01	21,60
10 cm warstwa gliny	150—160	0,54	1,34	2,25	6,95	17,26	12,70	13,90	45,06
glinka podobna do lessu	170—195	—	0,14	0,25	0,75	2,49	15,44	54,78	26,15
4. Siedlice									
szczerk pyłowy	5—25	0,31	1,52	3,00	9,04	8,37	10,66	50,63	16,47



Pojedynczo tkwiące kamienie występują również w dolnych poziomach wykopanej odkrywki. Analiza mechaniczna pobranych próbek glinki pyłowej (tabela 1) wykazała stopniowy, dość znaczny wzrost części szkieletowych od 0,05% w poziomie 40—60 *cm*, do 1,47% w poziomie 60—80 *cm*, przy ogólnej ilości części pyłowych (0,1 — 0,01 *mm*) wynoszącej od 56,15% do 55,92%, przy czym spadek części drobnego pyłu (0,05—0,01 *mm*) odbywa się kosztem wzrostu frakcji pyłu grubego (0,1—0,05 *mm*) o przeszło 7%. W składzie zaś mechanicznym gliny morenowej, podścielającej glinę pyłową zaznacza się wysoki odsetek części pyłowych 34,49% przy dalszym znacznym wzroście szkieletu i piasku.

Najbardziej jednak typowym przykładem stopniowego przejścia glinki pyłowej w pylastą glinę morenową, jest odkrywka przy ul. Bolesława Chrobrego 11 w Trzebnicy. Glinka pyłowa ze szkieletem miąższości 2 *m* przechodzi tu stopniowo ku dołowi w zwietrzałą, silnie pylastą glinę zwałową, grubości 60 *cm*.

Ciekawa jest również odkrywka przy drodze do Węgrzynowa, 0,5 *km* na zachód od Trzebnicy, gdzie występuje metrowej miąższości glinka pyłowa z domieszką żwirku i kamieni o strukturze podobnej do struktury gliny morenowej, pod którą zaznacza się wyraźnie warstwowany materiał pyłowy w postaci naprzemianległych warstewek jasnożółtych i ciemniejszych bardziej zwięzłych, parocentymetrowej grubości.

Miąższość glinki pyłowej waha się w zależności od rzeźby terenu. Na wzniesieniach występuje zwykle cienka jej pokrywa do 1 *m*, na słabych spadkach i w obniżeniach między wzgórzami miąższość jej stopniowo wzrasta, lecz rzadko dochodzi do 3 *m*.

Ciekawe pod tym względem obserwacje poczyniłem na wschód od Obornik. Na południowy-wschód od wsi Kuroszów, w kierunku na wieś Kowale, wciska się pas utworów pyłowych spiaszczonych w obszar pokryty gliną pyłową. W tym samym kierunku, to znaczy z północnego-zachodu na południowy-wschód, wzrasta miąższość glinki pyłowej od 70 do 250 *cm* (na pd wsi Kowale) na skutek stopniowego spadku terenu. Wzgórze między Kowalami a wsią Kuroszów są pokryte silnie przemytym, spiaszczonym materiałem zwałowym, nie posiadają więc pokrywy glinki pyłowej. Procesów deluwialnych na wyższą skalę nie zauważyłem.

Analiza mechaniczna profilu glinki pyłowej wykopanego na północny wschód od Obornik, między najwyższymi wzgórzami, wykazuje większy odsetek części spławialnych o 7,34%, lecz dopiero w głębszym poziomie 85—115 *cm* (tabela 1, poz. 2).

Na wzgórzach między Piersnem a Cielętnikami na południe od Zawoni można zaobserwować ciekawe przejścia między pylastą wietrzeliną gliny morenowej, występującej na szczytach, a namytą na południowo-zachodnich i północno-wschodnich spadkach tych wzgórz glinę pyłową. Tak np. na



TABELA 2

Skład mechaniczny utworów pyłowych Wzgórz Trzebnickich  
(mst. Atterberga)

Nr Nazwa utworu i miejsce jego występowania	Głębokość pobranej próby w <i>cm</i>	Średnica ziarn w <i>mm</i>									
		>2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,50—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	<0,002
1. Wieś Brokocin spiaszczona gлина na morenowa	20—50	13,08	6,85	8,45	20,34	11,39	13,18	13,46	3,22	2,01	8,02
glinka pyłowa	155—170	—	0,01	0,02	—	3,00	13,00	55,88	9,50	4,60	13,99
ił pylasty	173—182	—	—	—	0,30	0,10	0,30	46,10	17,60	9,20	26,40
szczerk pyłowy	190—200	—	—	—	—	3,40	31,70	53,00	4,10	1,50	6,30
2. Wieś Prawdów Mały											
less w dole przelawicony	100—150 <sup>1</sup>	—	0,01	0,01	0,20	0,50	7,80	66,48	4,90	2,50	17,60
	170—210	—	0,01	0,15	0,20	0,20	3,69	67,79	5,89	2,80	19,27
	225—250	0,25	0,54	0,85	2,16	0,89	4,52	55,58	7,28	4,03	23,90
	270—290	0,85	0,65	0,93	1,95	1,17	4,78	54,25	6,05	4,88	24,49
3. Trzebnica (przy szosie do Marcinowa)											
less z domieszką szkieletu	40—60	0,15	0,36	0,47	1,09	1,39	3,17	71,59	6,83	1,29	13,66
	100—140	0,81	0,54	0,68	1,96	6,37	6,17	56,92	8,03	2,55	15,97
	200—280	1,85	0,35	0,37	1,17	3,02	6,04	62,74	8,48	2,53	13,45
głina morenowa	400—450	1,44	2,15	3,82	12,04	19,72	10,83	14,45	8,33	6,48	20,74
szczerk pyłowy	530—550	0,01	0,24	0,48	4,57	22,64	31,37	22,73	3,47	2,08	12,41
4. Wieś Jaksonowice (pow. Oleśnicki)											
less właściwy	150—190	—	—	—	—	0,10	6,10	68,20	6,20	3,70	15,70
5. Wieś Dobrzeń (pow. Oleśnicki)											
less właściwy	100—150	—	0,02	0,05	0,50	1,20	10,49	69,65	4,00	1,90	12,19
	450—500	—	—	0,01	0,10	0,50	7,30	70,89	5,60	3,70	11,90
6. Głuchów G.											
less właściwy	170—200	—	0,01	0,02	0,10	0,10	7,80	70,38	5,90	3,30	12,39
	300—350	—	0,04	0,07	0,20	0,20	7,69	69,62	6,29	3,30	12,59

<sup>1</sup> Resztki fauny



wzniesieniu 243,8 m n. p. m. przy szosie z Zawoni do Wrocławia występuje silnie zbielicowana glina pyłowa, miąższości 80 cm, z rozrzuconymi kamieniami na powierzchni i stopniowym, zwłaszcza od 60 cm, wzrostem części szkieletowych ku dołowi. Przejście tej wietrzliny w namytą na zboczach glinę pyłową jest tu dość wyraźne. W materiale lessowym stwierdzonym u stóp tego wzniesienia, zaobserwowałem na głębokości 130—150 cm wkładki i warstewki żwirku.

Bardziej jednak charakterystyczne przeławicenie występuje zwłaszcza w profilu gliny we wsi Będków przy szosie do Trzebnicy (tabl. XII, fig. 1). Odwapniona glina pyłowa przechodzi, na głębokości 2 m, w materiał wyraźnie warstwowany wkładkami drobnego piasku 2—3,5 cm grubości, między którymi odcina się sześciocentymetrowa siwa warstwa ilasta.

Wyraźne warstwowanie gliny pyłowej stwierdziłem również przy przystanku kolejki w Piotrowicach (tabela 1, poz. 3, tabl. XII, fig. 2), na wschód od Skarżyna i w wielu innych odkrywkach.

Na szczególne podkreślenie zasługuje fakt występowania materiału pyłowego również i pod moreną zwałową, co dla Wzgórz Trzebnickich jest dość częstym i charakterystycznym zjawiskiem.

Przy szosie do Marcinowa Dużego, kilometr na północny zachód od Trzebnicy, w odkrywce pod piaszczysto-gliniastą moreną zwałową zlodowacenia „Warty“ obok zgniecionych ilów warwowych, występuje spiętrzony i przeławicony materiał pyłowy, z zawartością 17,96% części spławialnych, przy ogólnej ilości pyłu 45,10% (tabela 2, poz. 3).

Ciekawy również profil zaobserwowałem we wsi Brokocin. Pod moreną tego samego wieku widać tu także zgnieciony i spiętrzony materiał pyłowy, burzący się z  $HCl$ , z żyłką węgla wapnia (tabela 2, poz. 1, tablica XII, fig. 3). Materiał ten posiada zmienny skład mechaniczny: obok przemytego pyłu z domieszką 12% części spławialnych, występuje glina pyłowa o składzie podobnym do lessu, jak również il pylasty zawierający 53% części mniejszych od 0,01 mm; rzuca się tu również w oczy przede wszystkim brak części szkieletowych oraz znaczne wahania frakcji ilu koloidalnego od 6,3 do 26,4% (dla obszaru lessów właściwych Wzgórz Trzebnickich wahania te wynoszą od 11,2 do 15,7%).

Reasumując więc powyższe spostrzeżenia można ogólnie stwierdzić, że glina Wzgórz Trzebnickich to utwór pyłowy z domieszką szkieletu wykazujący często przeławicenie i charakterystyczne zmiany w składzie mechanicznym. Na najwyższych wzniesieniach powstała ona *in situ* jako wietrzlina gliny morenowej, której niezwiędnięte resztki zachowały się w postaci żwirku bądź kamieni, w obniżeniach zaś, zwłaszcza tam gdzie zaznacza się przeławicenie i warstwowanie, została ona namyta, toteż zaliczenie tych utworów do lessów pochodzenia eolicznego, jak to czynili Niemcy, uważam za niewłaściwe i błędne.



## LESSY WŁAŚCIWE

Większy i bardziej zwarty obszar lessów znajduje się w południowo-wschodniej części Wzgórz Trzebnickich. Rozciąga on się w kierunku z WNW na ESE, począwszy od wsi Machnice aż do wsi Dobrzeń w powiecie oleśnickim. Mniejsze, odizolowane wyspy lessu występują koło Węgrzynowa i Będkowa, pod Trzebnicą, Świętnikami i Zanicami.

Miaższość lessu wzrasta przeważnie w kierunku S i SE. We wsi Węgrzynów less osiąga 4 m, koło cegielni na południowy wschód od Głuchowa Górnego 8 m, obok wsi Dobrzeń 11 m (w powiecie oleśnickim).

Północna i północno-zachodnia granica jest nieraz trudna do uchwycenia. Południowo-wschodnia jest wyraźna i przechodzi na ogół zgodnie z krawędzią Wzgórz Trzebnickich, obrzeżona pasem płytkich spiaszczonych utworów pyłowych. Krawędź ta, może mniej wyraźnie, jednak również zaznacza się i na terenie położonym na południowy wschód od załączonej mapki. Zmieniają się tu jednak stosunki wysokościowe. Główny łańcuch wzgórz skręca od Piersna ku północnemu wschodowi, zaś spadek terenu przebiega stopniowo ku południowemu wschodowi; w tym samym kierunku wzrasta rozciągłość i miaższość lessu.

Na podstawie licznych analiz mechanicznych, wykonanych zmodyfikowaną metodą Atterberga, stwierdziłem, że skład mechaniczny lessów trzebnickich jest niejednorodny i ulega znacznym wahaniom.

Najbardziej typowy krajobraz lessowy występuje od Machnic aż do wsi Dobrzeń w powiecie oleśnickim. Less w swych górnych i środkowych poziomach nie wykazuje tutaj na ogół części szkieletowych, udział jednak pozostałych frakcji dla różnych odkrywek lessowych jest niejednorodny.

Analiza mechaniczna próbki lessu, pobranej z głębokości 150—190 cm odkrywki naturalnej pod wsią Jaksonów (tabela 2, poz. 4), wykazała nie tylko brak najmniejszego ziarenka żwirku, lecz również grubego i średniego piasku (1—0,25 mm).

Materiał lessowy składa się tu prawie wyłącznie z części pyłowych z domieszką części sypialnych (25,60%).

Profil zaś lessu, obok wsi Dobrzeń, występujący o 3 km na wschód od Jaksonowa, z tej samej prawie głębokości wykazuje już 1,75% piasku, 80,14% części pyłowych i 18,09% części sypialnych, przy czym w poziomie 4,50—5,00 m udział piasku spada do 0,61%, przy wzroście części sypialnych o 3,11% (tabela 2, poz. 5).

Stosunkowo niski procent części mniejszych od 0,01 mm (18,09%) w górnych poziomach tego profilu powoduje, że materiał pyłowy jest tu mało zwięzły, z największym dotychczas stwierdzonym na terenie Wzgórz Trzebnickich procentem części pyłowych (80,14%); dolne zaś pozicje, wykazujące znacznie większą zwięzłość, posiadają skład już bardziej typowy dla lessu właściwego.



Liczne wykopane odkrywki w pobliżu wyżej wymienionych miejscowości wykazały, że less występujący na południowo-wschodnim skłonie Wzgórz Trzebnickich w części powiatu oleśnickiego, posiada materiał w stosunku do pozostałych obszarów mało zwięzły i bardziej sypki.

Górne poziomy lessu, występującego na południowo-wschodnim zboczu omawianych wzgórz, nie wykazują, jak już zaznaczyłem, na ogół części szkieletowych, frakcja zaś ilu koloidalnego (części mniejszych od 0,002 *mm*) przy braku przeławicenia ulega tu stosunkowo małym wahaniom, od 11,19% do 15,70%, nie przekracza więc granicy przyjętej dla lessu pochodzenia eolicznego.

Celem jednak dokładniejszego wniknięcia w genezę tych utworów i zbadania podłoża poczyniłem szereg głębszych przekopów. Tak np. less koło Jaksonowa osiąga miąższość 10 *m*, niżej zaś przechodzi w glinę żółto-rdzawą warstwowaną sinym materiałem ilastym, a od 11,1 *m* w mokry materiał piaszczysto-pyłasty z domieszką żwirku.

Ciekawy przykład przeławicenia lessu w dolnej jego części znalazłem również na południe od wsi Prawdów Mały, w odległości 300 *m*.

Less miąższości 225 *cm* o barwie jasnożółtej z białymi wtrąceniami i konkrekcjami węgla wapnia, tworzy tu dość urwistą ścianę o typowym pionowym spękaniu. Burzenie materiału pyłowego występuje od powierzchni. Na głębokości 100—150 *cm*, w materiale lessowym, wykryłem nieregularne wtrącenia pokruszonych muszelek oraz szczątki małych ssaków.

Szczegółowe badania znalezionych przeze mnie resztek zwierzęcych przeprowadził Dr Z. Ryziewicz, kierownik Zakładu Paleozoologii Uniwersytetu we Wrocławiu.

Z dotychczasowej analizy stwierdzono występowanie znacznej ilości pokruszonych muszelek ślimaków: *Helix hispida*, rzadko *Succinea oblonga*. W masie tej występują również części szkieletu popielicy (*Glis glis* L.) oraz dwa inne, nieokreślone dokładnie, gatunki gryzoni (*Arvicola* sp.), jak również szczątki żaby (*Rana* sp.).

Badania na miejscu wykazały, że materiał ten nie powstał *in situ*, lecz musiał być przyniesiony prądem wody, o czym świadczy obfite nagromadzenie w pewnych warstwach szczątków kostnych. Pod skamieniałościami od 150—225 *cm* widoczne są smugi o barwie żółto-rdzawej, oraz konkrekcje węgla wapnia w postaci sporych lalek lessowych. Ku dołowi zaś, na głębokości 225—229 *cm* zaznacza się już całkiem wyraźne przeławicenie.

Analiza składu mechanicznego 4 poziomów metodą zmodyfikowaną Atterberga dała tu bardzo ciekawe wyniki (tabela 2, poz. 2): od 170 *cm* ku dołowi następuje stopniowy wzrost części spławialnych z 25% do 35,42%, frakcja ilu koloidalnego wzrasta o 7% osiągając w dolnym poziomie 24%, tak samo wzrasta stopniowo domieszka żwirku do 1,50%.



Nie ulega więc wątpliwości, że materiał w dolnej części tego profilu nie mógł być osadzony drogą eoliczną, za czym przemawia przeławicenie, znaczny wzrost ku dołowi części spławialnych oraz części żwirowych, wysoki odsetek frakcji koloidalnej (24%).

Znaczny wzrost ku dołowi części żwirowych stwierdziłem również w odkrywce lessu, burzącego się z *HCl*, o miąższości 4 m, na północny zachód od Trzebnicy przy szosie do Marcinowa Wielkiego; zaś na głębokości 100—140 cm, przy jednoczesnym wzroście części piaszczystych, znalazłem również pojedynczo rozrzucone, parucentymetrowej średnicy kamienie (tabela 2, poz. 3). Materiał lessowy tu występujący, ze względu na swój skład, zbliża się już raczej do wydzielonych gliniek pyłowych.

Przeławicenie, względnie spiaszczenie lessu trzebnickiego w dolnych jego częściach, zostało stwierdzone także i przez Meistera, który jako przykład przytacza wspomnianą już przeze mnie odkrywkę w Będkowie (7, str. 22).

Na podstawie więc wyżej zestawionych faktów wynika, że problem powstania lessów trzebnickich jest tu dość skomplikowany i zawily; gdy dla przeważającego obszaru lessów właściwych brak danych, które by wykluczały ich eoliczne pochodzenie, to jednak w dolnych warstwach sedymentacja wodna odegrała tu niewątpliwie dużą rolę.

#### UTWORY PYŁOWE SPIASZCZONE

Do grupy tej zostały wydzielone utwory zawierające 10—20% części spławialnych. Odsetek części pyłowych wykazuje tu znaczne różnice zależne od stopnia przemycia, jest jednak większy od łącznej procentowej zawartości piasku i szkieletu.

Utwory te otaczają wąskim pasem Wzgórza Trzebnickie. W południowym pasie występują na utworach sandrowych, w północnej części obszaru na piaskach zwałowych lub pylastej glinie morenowej, tworząc pokrywę małej miąższości od 60—80 cm.

Większy ich nieco zasięg znajduje się na północny wschód od Obornik, gdzie występują w obniżeniach między wzgórzami pokrytymi spiaszczonym materiałem zwałowym. Wzgórza te tworzą tu mniej zwarty i bardziej porzępiony łańcuch wysp aniżeli na wschód od Marcinowa, prawdopodobnie na skutek większego przepływu wód topniejącego lodowca w kierunku na Oborniki, spowodowanego zaporą Wzgórz Trzebnickich.

Utwory pyłowe, występujące u stóp Wzgórz Trzebnickich, są to utwory przeważnie namyte i przeławicone, w silnym stopniu spiaszczone ze znaczną domieszką szkieletu, a tylko ze względu na przeważającą frakcję pyłu zostały zaliczone do utworów pokrewnych lessom (tabela 1, poz. 4).



### WNIOSKI I ZAKOŃCZENIE

Z zestawienia wyników badań terenowych i prac laboratoryjnych nad utworami lessowymi Wzgórz Trzebnickich wynika, że tworzą one zwarty i genetycznie powiązany ze sobą kompleks skał.

Charakterystyczne cechy i warunki ich występowania dadzą się ująć w następujących punktach:

1. Glinka pyłowa, z domieszką żwirku i kamieni, zajmuje najwyższe położenie. Występuje ona bądź jako wietrzelina gliny morenowej, bądź też jako produkt jej namycia z wyraźnym przeławiczeniem i warstwowaniem.

2. Materiał pyłowy znajduje się również i pod moreną zwałową zlodowacenia „Warty“, a jako utwór pochodzenia wodnego wykazuje znaczne różnice w składzie mechanicznym, przy znacznej rozpiętości części mniejszych od 0,002 mm (6—26%).

3. Miąższość lessu wzrasta ze spadkiem Wzgórz Trzebnickich, zaś jego dolne poziomy wykazują domieszkę żwirku, wyraźne warstwowania i znaczny wzrost frakcji ilu koloidalnego do 24%.

4. Utwory pyłowe spiaszczone, to produkt namyty u podnóża Wzgórz Trzebnickich.

Fakty te wyraźnie wskazują na skomplikowane procesy powstania lessów i utworów pyłowych Wzgórz Trzebnickich.

Opierając się na badaniach terenowych i na wynikach całego szeregu wykonanych analiz mechanicznych, oddzielono lessy właściwe, pochodzenia eolicznego, od utworów im pokrewnych, a więc glinek „pyłowych“ i utworów pyłowych spiaszczonych.

Zaliczenie tych ostatnich do skał pochodzenia eolicznego, jak to czynili Niemcy, uważam za niewłaściwe i błędne.

Niemcy, jak już zaznaczyłem, zakładając z góry wyłącznie eoliczne pochodzenie utworów lessowych, bez dokładniejszego ich zbadania, różnie interpretowali ich charakterystyczne cechy. Tak np. Tietze, a za nim Czajka, przeławiczenia lessów trzebnickich tłumaczą gwałtownymi deszczami w czasie ich powstania, a więc w okresie stepowym (15, str. 291). Meister, który już bardziej gruntownie podchodzi do tego zjawiska, stwierdza: „Na ogół już bardziej gruntownie podchodzi do tego zjawiska, stwierdza: „Na ogół zaobserwowano, że less trzebnicki, szczególnie w głębszych częściach, jest bardziej piaszczysty, jak w innych obszarach lessowych. Dobry przykład daje około 7 m wysoka ściana lessu w Będkowie, na wschód szosy wrocławskiej. Less jest tutaj wyraźnie warstwowany przez liczne wkładki drobnego piasku; także pozostałe części lessu wykazują żółto-szare warstwowanie, bardziej drobnego z cokolwiek grubszym materiałem. Podobne zjawiska można bardzo często zaobserwować i wyjaśnić bliskością brzegu lądolodu“ (7, str. 22).



Meister, przymując jednak wyłącznie eoliczne powstanie utworów lessowych, nie wyjaśnia jednak w jaki sposób „bliskie sąsiedztwo lądolodu“ spowodowało wyraźne przeławicenie materiału lessowego piaskiem z odcinającymi się warstwami ilasto-pyłastymi (tabl. XII, fig. 1).

Można by przytoczyć cały szereg autorów niemieckich, których hipotezy odnośnie do powstania lessów trzebnickich wzajemnie się wykluczają.

Według Czajki zostały one nawiane z doliny żmigrodzkiej, w czasie maksymalnego zasięgu fazy poznańskiej, najmłodszego zlodowacenia Europy (4, str. 79).

Pogląd ten opiera Czajka na założeniu, że glinka pyłowa, występująca pod Głogowem, została nawiana z terenów stosunkowo blisko położonych, między Głogowem a Koźuchowem, a ponieważ less trzebnicki powstał zapewne w tym samym czasie, więc został nawiany z doliny żmigrodzkiej (4, str. 79).

Jako przykład podaje Czajka profil „lessu warstwowanego na przemian z piaskiem dolinnym“ pod Brzegiem Głogowskim. Według wykonanej przeze mnie analizy mechanicznej, materiał ten okazał się utworem pyłowym zawierającym 1,01% części żwirowych z domieszką większych kamieni, 21,17% piasku, 61,85% pyłu, przy 14,08% części spławialnych.

Według Mühlena less został nawiany ze wschodu, zaś większą miąższość jego ku SE uważa Meister i Schwarzbach za wynik erozji spowodowanej przez przeważające obecnie wiatry zachodnie (13, str. 223).

Poglądy te jednak nie wyjaśniają należyte wyspowego rozprzestrzenienia lessów na Dolnym Śląsku. Trudno bowiem wyłącznie tym procesom przypisać przeszło 10 m miąższości lessu na terenie Wzgórz Trzebnickich, przy jednoczesnym braku go na terenie Wzgórz Twardogórskich i Ostrzeszowskich.

Warstwowanie lessu w dolnych jego poziomach jak i występowanie materiału pyłowego, o składzie mechanicznym zbliżonym do lessów właściwych, pod materiałem zwałowym, zostało stwierdzone również przez Mieczyskiego dla pozostałych części Polski. Mieczyski przyjmuje, że lessy polskie powstały z materiału warstwowanego zastoisk lodowcowych, na drodze ich eolicznego przetworzenia (9, str. 17—18).

Daleki jestem od wysuwania zbyt, śmiałych wniosków, jednak, przyjmując eoliczne powstanie lessów właściwych na terenie Wzgórz Trzebnickich, muszę podkreślić, że początkowa faza ich sedymentacji odbywała się na drodze wodnej.

Występowanie przeławionego materiału pyłowego pod gliną zwałową ostatniego zlodowacenia Wzgórz Trzebnickich, to jest zlodowacenia „Warty“, świadczyłoby także o pewnym również udziale wód topniejącego lodowca, przy powstaniu utworów lessowych Wzgórz Trzebnickich.



Z wyżej przytoczonych poglądów wynika, że problem powstania lessów w Polsce jest trudny i zawily a jedynie szczegółowe badania utworów rzucą niewątpliwie więcej światła na ich genezę (5, 6).

*Październik, 1949 r.*

*Zakład Gleboznawstwa  
Uniwersytetu i Politechniki we Wrocławiu*

#### LITERATURA

1. Berg L. S. Problema lessa. Priroda Nr 6 1927.
2. Berg L. S. Less kak produkt wywietriwania i poczwobrazowania. Klimat i żyźn IX. Moskwa, 1947.
3. Bolszakow A. F. O genezisie lessa i lessowidnych otłóženij. Poczwowiedienije Nr 6. 1949.
4. Czajka W. Der Schlesische Landrücken, Wrocław, 1931.
5. Dobrzański B. Studia gleboznawcze nad lessami północnej krawędzi Podola. Annales Univ. M. C. S. Sectio E vol. I Lublin, 1947.
6. Dobrzański B. i Malicki A. Rzekome loessy i rzekome gleby loessowe w okolicy Leżajska. Annales Univ. M. C. S. Sectio B. vol. III. Lublin, 1949.
7. Meister E. Erläuterungen zu Blatt Wiese. Lief. 281. Berlin, 1935.
8. Meister E. Erläuterungen zu Blatt Auras. Lief. 281. Berlin, 1935.
9. Mieczynski T. Spostrzeżenia nad utworami warstwowanymi w pokładach loessów. Pamiętniki Puławskie t. 6 cz. A. 1925.
10. Mühlen D. Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. Jb. preuss. geolog. Landesanst. Bd. 49, 1928.
11. Samsonowicz J. O loessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Wiadomości Archeologiczne tom IX. Warszawa, 1924 r.
12. Scheidig A. Der Löss und seine geotechnischen Eigenschaften. Dresden, 1934.
13. Schwarzbach M. Das Diluvium Schlesiens. N. Jb. für Mineralogie 86, B. Breslau, 1942.
14. Soergel W. Loesse, eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena, 1919.
15. Tietze O. Die geologische Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jb. preuss. geolog. Landesanst. Bd. 31, 1910.
16. Woldstedt P. Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. 1 : 1 500 000. Berlin, 1935.
17. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1929.



Ян РОКИЦКИЙ

## ЛЁССЫ И ПЫЛЕВИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЖЕБНИЦКИХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

(с 1 табл. и 1 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Автор описывает местонахождение лёссов, пыльных образований и пылевидных глин в окрестностях Тржебницких холмов в Нижней Силезии.

Образования эти созданы путем не исключительно эоловой седиментации. Большую роль сыграла здесь вода, о чем свидетельствует наслоение этих образований, а также присутствие мелкой гальки и гравия.

Процессы эти имели характер сложный. Немецкие исследователи, занимающиеся этой проблемой, однако не сумели дойти до определенного и согласного мнения на тему генезиса и условий происхождения этих образований.

### ВВЕДЕНИЕ

Холмы Тржебницкие составляют наиболее выдвинутую на юг часть „Коцих Гур“, тянущихся на пространстве около 200 км от Новограда на р. Бобр до г. Остржешова в Велькопольске. Их западной границей является пролом р. Одера делящий их от Дальковских холмов; к востоку переходят, изменяя первоначальное направление с ВЮВ на СВ, в Твардогурские и Остржешовские холмы. Холмы эти со стоком к югу до р. Одера и Видавы, с севера — до долины Барычи.

В морфологическом смысле представляют они нерегулярный ландшафт холмов и легко-волнистых возвышенностей с разнообразием многочисленных долин и глубоких ущелий.

Самые большие высоты, свыше 230 м над уровнем моря — сгруппированы, начиная от Оборник, преимущественно в средней части пояса холмов, достигая своей кульминации — 257 м н. у. моря. На запад от Тржебницы — возвышенности эти образуют волнообразные высоты, сопровождаемые с обеих сторон цепью низших холмов, глубоко прорезан-



ных долинами. Северные холмы с преобладающими высотами до 200 м, сбегая мягко по направлению долины Барычи; а южные — внезапно обрываются, прямолинейно пробегая краем длиною 18 км от Мениц до Скаршина с направлением ЗСЗ, согласным с тектоническим простиранием Судет.

Обнажение при кирпичном заводе в Тржебнице, вблизи вроцлавской шоссейной дороги позволяет на более подробное ознакомление с геологическим строением местности. На третичных образованиях выступают две морены, разделенные между собою слоями мелкого песка и ленточных глин. Верхнюю морену зачисляют Мейстер (7) и Шварцбах (13) к донной морене оледенения заале, отделенную песками и глинами от более древней морены эльстер с отчетливым слоем выветривания.

Образования эти подверглись нарушениям, вследствие вторичного надвига материкового ледника. По мнению Мейстера, согласно с его геологическими съемками южной части Тржебницких холмов (лист Визе 1 : 25 000) после главного оледенения заале, но перед вторичным надвигом материкового ледника — произошло поднятие Тржебницких холмов. Надвигающийся ледник, встретив преграду, произвел нарушения вызывая складчатость старших образований, оставляя на них только тонкий покров валунного материала (7, стр. 8). Эту морену напора Вольдштедт определил как конечную морену „Стадии Варты“, отделенную от последнего наиболее молодого оледенения Европы, интергляциалом найденным Мейстером на юг от Тржебницы (16, стр. 22). Однако отсутствует интергляциал, отделяющий эту морену от морены заале, вследствие чего Мейстер определяет ее как „неразрешенного возраста“. Морена эта песчано-глинистая, преимущественно незначительной мощности, под которой залегают нарушенные слои старшего плейстоцена.

По мнению немецких исследователей во время самого младшего оледенения Европы (оледенение III — Вислы) лёссовые образования были наваяны на пространства Нижней Силезии. К ним были зачислены как настоящие лёссы, так и образования им родственные, особенно пылевые переотложенные глины, или же с примесью гравия и мелкого галечника. Так нпр., Мейстер при описании геологических съемок южного участка Тржебницких холмов (7, стр. 34, табель III Нр. 2) дает анализ пробы лёсса, взятой вблизи Вроцлава на юг от Кржикова. Состав этой пробы был: содержание гравиевых частиц больших от 1 мм — 9,6%; больших от 2 мм — 6,8%; частиц мелкой пыли (0,01 — 0,05 мм) — только — 28,0%, а частиц меньших чем 0,01 мм — 14,8%; общее количество песка и гравия превышает о 19,6% содержание пылевидных частиц. Механический состав этого материала значительно разнится от размеров принятых Кейльгаком для отдельных фракций лёсса (12, стр. 82),



вследствие чего трудно принять этот материал за продукт эолового происхождения.

В этой статье представляю достигнутые до сих пор результаты исследований лёссовых образований Нижней Силезии, начатые мною летом 1948 г. Образования эти на основании их морфологических черт и механического состава расклассифицированы на лёссы существенные (настоящие) и образования им родственные, то есть — глины пылевые и образования пылевые „опесоченные”.

К настоящим лёссам эолового происхождения зачисляю образования с преобладанием пыли, кипящие в соляной кислоте, лишённые гравия и мелкой гальки, — при содержании глинистых частичек (меньше 0,01 мм) от 20 до 40%. Однако суммарное содержание глинистых частичек не так характерно, как содержание фракции коллоидальных глин (менее 0,002 мм), принимая верхнюю границу для настоящих лёссов равной 12 — 13% для неглинистых, а для глинистых горизонтов до 17% (лёсс в Щебржешине — по Добжанскому — 16%).

Пылевидные глины разнятся от лёссов прежде всего содержанием частиц больших от 1 мм, то есть гравия и мелких галек песочной фракции (1 — 0,1 мм), содержание колеблется от нескольких до нескольких десятков процентов — однако общее содержание этих частей не может превышать суммы пылевидных частиц (0,1 — 0,01), так как в противном случае образование это должно быть зачислено к моренной пылевидной глине.

К песчано-пылевидным образованиям причислены образования с преобладанием пылевидных частиц, с значительной примесью частиц больших от 1 мм и количеством глинистых частиц от 10 до 20%. — На этом основании составлена приложенная карта (фиг. 43).

## ЛЁССЫ И ПЫЛЕВИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЖЕБНИЦКИХ ХОЛМОВ

### Пылевидные глины

Тржебницкие холмы содержат весьма интересный и сплоченный комплекс пылевидных образований. На приложенной здесь карте отчетливо обозначается их поясное пробегание в направлении ЗСЗ — ВЮВ. Взаимное отношение этих образований между собою выражается в виде трех ярусов: сверху, в срединной части исследованного пространства, находятся пылевые глины; лёссы настоящие покрывают преимущественно южные и юго-восточные склоны, а песчано-пылевидные образования, по сравнению с предыдущими, залегают в самом низу, как бы окружая узким поясом Тржебницкие холмы.

Комплексы больших размеров лёссоподобных глин находятся на запад, юг и юго-восток от Тржебницы до деревни Мальчево, Брокосин и Церквица, а также в восточной части, между Глуховом и Целентни-



ками (вне карты), опускаются они также в низменности между отдельными холмами, покрытыми моренной глиной, напр. на СВ от Оборник. Они являются как бы переходными образованиями от моренной глины к настоящим лёссам. От лёссов разнятся примесью гравия, мелкой гальки, меньшей мощностью и декальцификацией или же отчетливой слоистостью.

Не только на склонах но и на возвышениях, согласно немецкой терминологии покрытых лёссом, встречаются рассеянные валуны. Валуны эти находим также и в пылевом материале отдельных профилей. Характерным является участие валунной фракции механического состава на разных горизонтах.

Исследованы отдельные холмы и поднятия, на вершине которых возможность солифлюкции (оползней водонасыщенных) исключена.

На наиболее высокой (257 м н. у. м.) части Тржебницких холмов, 2 км на запад от Тржебницы, на декальцифированной пылевой глине мощностью 80 см, находится рассеянный нордический валунный материал.

Одиночно торчащие валуны выступают также в нижних горизонтах выкопанного искусственного обнажения. Механический анализ взятых проб пылевой глины (табель 1, текст польский) обнаружил постепенное довольно значительное увеличение скелетовых (основных) частей от 0,05% в горизонте 40 — 60 см до 1,47% — в горизонте 60 — 80 см — при общем количестве пылевых частей (0,1 — 0,01 мм) равном от 56,15% до 55,92%, причем уменьшение части мелкой пыли (0,05 — 0,01) произошло за счет увеличения фракции грубой пыли (0,1 — 0,05) более чем на 7%. В механическом составе моренной глины, подстилающей пылевидную глину, проявляется значительный процент пылевых частиц — 34,49% при дальнейшем большом увеличении остовов (скелетов) породы и песка.

Однако наиболее типическим примером постепенного перехода пылевой глины в пыльную моренную глину, является обнажение на улице Болеслав Хробры Нр. 11 в Тржебнице. Пылевидная глина со скелетом, мощностью 2 м, книзу постепенно переходит в выветревшую, сильно запыленную валунную глину, толщиной около 60 см.

Интересно также обнажение вблизи дороги в Венгжинув, 0,5 км на запад от Тржебницы, где выступает метровой мощности пылевая глина с примесью гравия и камней со структурой похожей на строение моренной глины, под которой четко обозначается слоистый пылевой материал — в виде чередующихся прослоек светло-желтых, песчанисто-пылевидных и темных, еще более пыльных — толщиной в 2 см.

Вышеупомянутые обнажения, а также профили восточной части Тржебницких холмов (напр. на СВ от Персна) указывают, что лёссоподобная глина, выступающая в срединной, самой высокой части Тржеб-



нических холмов, является образованием, возникшем *in situ* как продукт выветрения моренной глины.

Мощность пылевой глины колеблется — в зависимости от рельефа. На вершинах толщина ее покрова в среднем около 100 см, на пологих склонах и впадинах между холмами мощность ее постепенно увеличивается, и только изредка доходит до 3 метров.

На холмах между Персном и Целентниками, на юг от Завони, можно наблюдать интересный переход между пыльным выветрением моренной глины, выступающей на вершинах — и пылевой, намывной глиной на ЮЗ и СВ склонах этих холмов. Так например на вершине 243,8 м н. у. м. вблизи шоссеной дороги Завоня — Вроцлав, выступает сильно подзолистая пылевая глина мощностью около 80 см, с рассеянными валунчиками на поверхности и постепенным, особенно от 60 см, увеличением скелетовой (остовой) части книзу. Переход выветренной в смывную пылевидную глину особенно заметен на склонах. В лёссовом материале у подножия этой возвышенности обнаружены были мною на глубине 130 — 150 см включения и прослойки гравия.

Однако более характерное переслоение выступает в профиле глины в деревне Бэндкув вблизи шоссе в Тржебницу (табл. XII, фиг. 1). Декальцифированная пылевидная глина на глубине 2 м переходит в материал отчетливо слоистый с включениями 2 — 3,5 см толщины — мелкого песка, между которыми выделяется шестисантиметровый серый глинистый слой.

Отчетливая слоистость глины была обнаружена мною при разьезде узкоколейной дороги в Пиотровицах (табл. XII, фиг. 2), на восток от Скаржина и в других многочисленных обнажениях.

Особенно, надо подчеркнуть факт выхода пылевидного материала так же и под валунной глиной, что для Тржебницких холмов является частым и характерным обстоятельством. При шоссе ведущем в Марциново Дуже, на расстоянии 1 км на СЗ от Тржебницы, в обнажении под валунной песчанистой глиной оледенения „Варты” рядом со сдавленными ленточными глинами, выступает нагроможденный и переслоенный пылевидный материал, в виде пылевого щебня, с содержанием 17,96% плавящихся частей, при общем количестве пыли — 54,10% (табл. II, поз. 3, текст польский).

Интересный профиль можно наблюдать также в деревне Брокоцин. Под мореной этого же возраста виден сдавленный и поднятый пылевой материал, кипящий с соляной кислотой, с жилкой углекислого кальция (табель 1, поз. 3, польский текст). Этот материал состоит из переменного механического состава рядом с промытой пылью и примесью 12% плавящихся частей — выступает пылевидная глина, с составом сближенным к лёссу, а также пылевидная глина, содержащая



53% частичек меньших чем 0,01 мм; обращает здесь внимание прежде всего отсутствие частиц скелетовых (остовых), а также значительные колебания фракции коллоидальной глины — от 6,3 да 26,4% (для районов лёсса Тржебницких холмов — колебания эти равны — от 11,2 до 15,7%).

Глина Тржебницких холмов является пылевым образованием с примесью обломков породы, часто обнаруживающаю переслоение и характерные изменения механического состава. На вершинах возвышенностей глина образовалась *in situ*, как продукт выветривания моренной глины. Ее невыветрившие остатки сохранились в виде гравия или мелкого галечника; а в углублениях, особенно там, где заметно переслоение, — она была намыта. Вследствие вышензложенного — причисление этих образований к лёссам эолового происхождения, как это считали немецкие ученые, считаю ошибочным и необоснованным.

#### Лёссы настоящие

Больших размеров и сомкнутый комплекс лёссов находится в юго-восточной части Тржебницких холмов. Простирается он по направлению с ЗСЗ на ВЮВ, начиная от деревни Махнице до дер. Добржень в Олесницком уезде. Меньшие, изолированные острова лёсса выступают вблизи Венгржинова и Бэндкова, под Тржебницей, Свентниками и Занцицами.

Мощность лёсса увеличивается преимущественно по направлению Ю и ЮВ. В дер. Венгржинув достигает 4 м, вблизи кирпичного завода на ЮВ от Глухова Гурнего — 8 м, около дер. Добржень — 11 м.

Северная и северо-западная граница иногда затруднительна для точного обозначения. Юго-восточная четкая, пробегает она согласно с краем Тржебницких холмов окруженная поясом мелких песчаных пылевидных образований.

На основании многочисленных механических анализов, производимых методом Аттерберга я установил, что механический состав Тржебницких лёссов весьма неоднороден и подвергается значительным колебаниям. Наиболее типичный лёссовый ландшафт расположен от Махниц до дер. Добржень в Олесницком уезде. Лёсс в своих верхних и срединных горизонтах, не обнаруживает здесь присутствия остовых (скелетовых) частиц, однако участие остальных фракций гравия в разных лёссовых обнажениях неоднородно.

Механический анализ пробы лёсса, взятой из глубины 150 — 190 см естественного обнажения вблизи деревни Яксонув (табель 2, поз. 4, текст польский), обнаружил не только отсутствие мельчайшего зерна гравия, но также и грубого и среднего песка (1 — 0,25 мм).

Лёссовый материал состоит почти исключительно из пылевидных частиц с примесью частиц плавящихся (25,60%).



Профиль лёсса, около деревни Добржень, находящийся в 3 км на восток от Яконова, с такой же почти глубины — дает уже 1,75% песка, 80,1% пылевидных частей и 18,9% плавящихся частиц, причем в горизонте 4,50 — 5,00 м участие песка уменьшается на 0,61% при одновременном увеличении плавящихся частиц на 4,11% (табель 2, поз. 5, текст польский).

Сравнительно небольшой (18,09%) процент меньших (от 0,01 мм) плавящихся частиц в верхних горизонтах этого профиля причиняет то, что здесь пылевидный материал менее плотный и имеет скорее песчаный характер с наивысшим, до сих пор обнаруженным в области Тржебницких холмов — процентом содержания пылевидных частиц (80,14%), тогда, как нижние горизонты, обнаруживающие значительно большую плотность, обладают составом более типичным для лёсса.

Верхние горизонты лёсса, выступающие на юго-восточном склоне наших холмов не обнаруживают обычно, как выше сказано, скелетовых частиц, а фракция коллоидальной глины (частицы меньше 0,002 мм) при отсутствии переслоения подвергается здесь сравнительно небольшим колебаниям — от 12,19% до 15,70%, а значит не превышает границы принятой для лёсса эолового происхождения. Однако для более точного определения генезиса этих образований и исследования основания был произведен мною ряд более глубоких выемок. И так напр. лёсс вблизи Яконова достигает мощностью 10 м, переходя ниже в слоистую желто-ржавую глину с голубым глинистым материалом, а от 11,1 м — в мокрый материал пылевидно-песчаный с примесью гравия.

Интересный пример переслоения лёсса в нижней его части был обнаружен также на юг от деревни Правдув Малы (на расстоянии 300 м).

Лёсс, мощностью 225 см, цвета светло-желтого с белыми включениями и конкрециями углекислого кальция, образует здесь довольно крутую стену с типичными вертикальными трещинами. Кипение с соляной кислотой пылевого материала выступает от поверхности. На глубине 100 — 150 см в лёссовом материале я обнаружил нерегулярные включения поломанных раковин, вместе с остатками мелких млекопитающих.

Подробное изучение, найденных мною, окаменелостей произведено было др. З. Рызевичем, руководителем палеозоологического института Вроцлавского Университета.

Произведенный анализ обнаружил нахождение значительного количества обломков раковин брюхоногих: *Helix hispida* и редко — *Succinea oblonga*. В этой массе найдены также части остова *Glis glis* L., два экземпляра точно неопределенных грызунов (*Arvicola* sp.), и остатки лягушек (*Rana* sp.). Полевые исследования обнаружили, что этот ма-



териал не создан *in situ*, но был сюда нанесен течением какой-то воды, что подтверждает обильное нагромождение в некоторых слоях ко- стяных остатков. Под местом, где найдены были окаменелости (от 150 — 225 см) видны штрихи цвета желто-ржавого и конкреции углекислого кальция в виде значительных размеров „кукол” лёссовых. Книзу на глу- бине 225 — 229 см переслоение указывается совсем четко.

Анализ механического состава 4-х горизонтов, измененным методом Аттерберга, привел к весьма интересным результатам (табель 2, 2) а именно: начиная с 170 см вниз наступает постепенное увеличение пла- вящихся частиц с 25% до 35,42%; фракция коллоидальной глины увели- чивается на 7% достигая в нижнем горизонте 24%, таким же образом постепенно увеличивается примесь гравия до 1,50%.

В виду чего не подлежит сомнению, что материал нижней части этого профиля не осадился эоловым путем, что доказывается наслоением, значительным увеличением книзу плавящихся частиц и гравия, а также высоким процентом коллоидальной фракции (24%).

Значительное увеличение книзу содержания гравиевых частиц было мною установлено так же в выемке лёсса, кипящего с соляной кислотой, при мощности 4 м — на запад от Тржебницы при шоссе в Марцинов Вельки.

Переслоение или опесчение тржебницкого лёсса в нижних его пар- тиях было обнаружено также и Мейстером, который как пример при- водит упомянутую мною выемку в Бэндкове (7, стр. 22).

На основании вышеизложенных данных приходим к заключению что проблема происхождения тржебницких лёссов весьма сложная и за- путанная; для преобладающей части распространения настоящих лёссов не хватает относительных данных, которые элиминировали-бы их эоловое происхождение, однако же в нижних слоях несомненным фактом является, что водяная седиментация сыграла большую роль.

#### Опесченные пылевидные образования

К этой группе причислены образования, содержащие 10 — 20% плавящихся частиц. Процент пылевидных частиц обнаруживает значи- тельные разницы, зависящие от степени промывки, однако превышает суммарное содержание процентное песка и остовов (скелетов) породы.

Эти образования окружают узким поясом Тржебницкие холмы. В северной части этого пояса лежат они на зандровых образованиях; в северной части на валунных песках или на моренной пылевой глине, образуя покров незначительной (60 — 80 см) мощности. В несколько большем размере распространены они на северо-запад от Оборник, где выступают в низменностях между холмами, покрытыми валунным пес- чанистым материалом.



Холмы эти создают здесь менее сплоченную и более изрезанную цепь возвышенностей, чем на восток от Марцинова, вероятно вследствие увеличения количества вод тающего ледника в направлении Оборник — по причине преграды в виде Тржебницких холмов.

Пылевые образования опесоченные, выступающие у подножия Тржебницких холмов — являются образованиями преимущественно аллювиальными, переслоенными, в сильной степени насыщенными песком, со значительной примесью скелета (остов), и только вследствие преобладания пылевой фракции были зачислены к образованиям родственным лёссом (табель 1, поз. 4, текст польский).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из сопоставления результатов полевых исследований и лабораторных работ над лёссовыми образованиями Тржебницких холмов — следует, что создают они сплоченный и генетически однородный комплекс пород.

Характерные черты и условия их выступления можно сгруппировать в нижеследующих пунктах:

1. Пылевая глина с примесью гравия и валуничков занимает самое высокое положение. Выступает она или как продукт выветривания моренной глины или как намывной материал с четкой слоистостью и переслоением.

2. Пылевой материал находится также и под мореной оледенения „Варты”, а как образование водного происхождения отличается значительными разнициами в механическом составе, при большом колебании в размерах частиц меньших от 0,002 мм (6 — 26%).

3. Мощность лёсса увеличивается с уменьшением высоты Тржебницких холмов т. е. в направлении к югу и юго-востоку, а нижние горизонты проявляют примесь гравия, четкую слоистость и значительное увеличение фракции коллоидальной глины до 24%.

4. Опесоченные, пылевидные образования, находящиеся у подножия Тржебницких холмов, являются намывным продуктом.

Вышеизложенные факты доказывают сложность процесса образования лёссов и пылевидных образований Тржебницких холмов.

На основании полевых исследований и результатов целого ряда механических анализов были отделены — настоящие лёссы эолового происхождения от образований им родственных, т. е. пылевых глин и опесоченных пылевидных образований. Зачисление этих образований к ряду пород эолового происхождения, как это считали немцы, неуместно и ненужно.



Характерные свойства Тржебницких лёссов были различно интерпретированы немецкими исследователями; так например Титце, а вслед за ним Чайка переслоенные тржебницких лёссов объясняют проливными дождями во время их создания т. е. в периоде степном (стр. 291). Мейстер же на основании профиля Бэндкова, приписывает прослойку лёсса „близости края материкового ледника“ (7, стр. 22).

Также немецкие гипотезы, относительно происхождения пылевого материала Тржебницких холмов — взаимно противоречивы. Согласно Чайке навеян он был из Жмигродской долины в период самого младшего оледенения Европы (4, стр. 79), тогда как Мюлен принимает это навевание с востока (10, стр. 586).

Однако гипотезы эти не объясняют надлежащим образом островного распространения лёсса в Нижней Силезии, его свыше 10 м мощности, на пространстве Тржебницких холмов при одновременном отсутствии его на Твардогурских и Остржешевских холмах.

Слоистость лёсса в нижних его горизонтах была также констатирована Мечинским и Самсоновичем для остальных территорий Польши. Мечинский принимает, что польские лёссы произошли из слоистого материала запруженных озер путем их эолового преобразования (9, стр. 17 — 18). Самсонович считает нижние горизонты лёссов восточной части Свентокржизских Гор — образованиями эоловыми, осажденными ветрами на изобилующие водою пространства южной Польши, на далеком предполье материкового ледника во время второго в Польше оледенения (11, стр. 9).

Вышеприведенные мнения доказывают, что проблема происхождения лёссов в Польше — весьма трудная и сложная, и только подробное и тщательное исследование их может пролить более света на их генезис (5, 6).



Jan ROKICKI

## LOESS AND PELITIC DEPOSITS OF TRZEBNICA HILLS

(with 1 pl. and 1 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

Author describes the occurrence of loess, pelitic deposits and pelitic loams in the region of Trzebnica Hills in Lower Silesia. These deposits have not been formed as a result of only eolian sedimentation. A great role was played here by water and gravels give evidence of that.

The deposition however, was a rather complicated process. The Germans interested in these problems found it impossible to establish a uniform opinion concerning the origin and conditions of deposition of these sediments.

### INTRODUCTION

Trzebnica Hills form a part of the Góry Kocie protruding towards the S, extending in the space of about 200 *km* from Nowogród on the Bóbr till Ostrzeszów Wielkopolski. Of Dalków Hills they are restricted in the West by the Odra and towards the East enter Twardogóra and Ostrzeszów Hills changing the direction from ESE to NE. These hills are drained from South towards the Odra and Widawa and from North to the Barycz valley. In morphological regard they show a very irregular landscape of hills and slightly undulated upland, varied by many valleys and deeply cut in ravines. The highest elevations over 230 *m* above sea level group themselves beginning from Oborniki, mostly in the middle belt of hills. West from Trzebnica they reach the culmination point 257 *m* above sea level. These elevations create undulated uplands upon which, from both sides, borders a chain of deeply dissected lower hills. The northern hills, of predominating elevation till 220 *m*, slope softly towards the Barycz valley, the Southern ones however are suddenly cut off by a straight edge, 18 *km* long, running from Mienice till Skarszyn with the direction NNW conformable to the tectonic direction of the Sudetic Mts.



The outcrop close to the brick-kiln at Trzebnica at the high-way to Wrocław, allows us to get acquainted somewhat nearer with the geological structure of this area. On the Tertiary deposits there appear two ground moraine deposits separated by the beds of fine sand and varved clays. Meister (7) and Schwarzbach (13) regard the upper moraine as belonging to the ground moraine of the „Saale“ Glaciation separated by the sands and clays of older moraine „Elster“ with a distinct weathered bed.

The deposits underwent some disturbances caused by the renewed advance of the inland ice.

According to Meister, who made geological mapping of the southern part of Trzebnica Hills (sheet Wiese 1 : 25 000) after main Saale Glaciation but before renewed advance of inland ice an uplift of Trzebnica Hills took place. The advancing glacier, having had met an obstacle, caused the disturbance and folding of older deposits, leading on them only a thin cover of till. Woldstedt distinguished this piled up moraine as of the „Warta Stage“, separated from the last youngest European glaciation, by an interglacial, found by Meister southward of Trzebnica. Yet we are lacking an interglacial separating this moraine from the Saale moraine and Meister distinguishes it therefore as a moraine „of undetermined age“. It is a sandy and loamy moraine, mostly of a little thickness, under which appear the disturbed beds of the older Pleistocene.

According to German opinions, in the time of youngest European Glaciation the loess deposits were blown about the area of Lower Silesia. There were assigned to them not only the proper loess but also related deposits, especially reworked pelitic loams resp. with the admixture of fine gravel and pebbles. Meister for example, in his description of southern sector of Trzebnica Hills (7, p. 34, table III, No 2) concerning the geological mapping gives an analysis of a loess sample taken in the neighbourhood of Wrocław southward of Krzyków. This analysis showed: content of grains larger than one millimetre — 9,6%, larger than two millimetres — 6,8%, of fine dust (0,01 — 0,05) — only 28%, and smaller than 0,01 mm — 14,8%; but the total sum of sand and gravel surpasses by 19,6% the content of pelitic grade. The mechanical composition of this material differs greatly from the limits accepted by Keilhack for several grades of loess (12, p. 82), and therefore it is difficult to regard it as the product of eolian origin.

I quote in this paper results of research regarding loess deposits of Lower Silesia, attained by me till now, which I began in the summer 1948. These deposits, taking in consideration their morphological characteristic and mechanical composition may be divided into proper loess and related to loess deposits i. e. pelitic loams and pelitic deposits with sand.



To the proper loess of eolian origin I assigned deposits with predominating pelitic grade reacting with  $HCl$ , free of gravel and pebbels with the contents of clay particles (smaller than 0,001) 20—40%. But the summarized contents of clay particles are here not so characteristic as the contents of the grade of colloidal clay (smaller than 0,002 mm). As an upper boundary of these particles for proper loess I took 12—13% for unloamed loess and up to 17% for loamed horizons (loess in Szczebrzeszyn after Dobrzański — 16%).

Pelitic loams differ from loess above all by the contents of particles larger than 1 mm i. e. of fine gravel and pebbles, but the grade of sand (1 — 0,1 mm) varies here from a few till ninety percent, the total sum of these particles however cannot surpass the quantity of pelitic grades (0,1 — 0,01) otherwise such a product was already taken as belonging to the pelitic boulder clay. To the sandy deposits were assigned deposits with the prevalence of pelitic grades with a great admixture of grades larger than 1 mm and with the quantity of loamy particles 10 — 20%. On this basis I composed the enclosed map (fig. 43).

#### LOESS AND PELITIC DEPOSITS OF TRZEBNICA HILLS

##### Pelitic loams

Trzebnica Hills possess a very interesting and compact set of pelitic deposits. On the enclosed map one can see clearly marked their zonal disposition with the direction WNW — ESE. These deposits build in relation to themselves as if 3 stages. On the upper and middle part of explored area there appear pelitic deposits, the proper loess covers mostly south and south-eastern slopes, the sandy pelitic deposits however, in relation to the former above mentioned, have already the lowest position and surround as narrow zone the Trzebnica Hills. Greater extensions of loess-like loams are to be found west, south and south-eastern of Trzebnica Hills to the villages Malczewo, Brokocin, Cerekwica and in the eastern part between Głuchów and Cielętniki (beyond the boundaries of map), they also pass down to the depressions among isolated hills covered with boulder clay e. g. north-eastern of Oborniki. They are as if intermediate deposits between boulder clay and proper loess. They differ from the loess by the admixture of fine gravel and pebbles, little thickness and decalcification or by sufficiently distinct bedding. Not only on the slopes but also on the elevations, covered after German terminology with loess one can meet scattered boulders. I also found these boulders in the pelitic material of individual profiles. Characteristic is the presence of boulders in mechanical composition in various horizons. There were explored summits of individual hills and elevations, where the possibilities of solifluction must be excluded.



On the highest elevation of Trzebnica Hills (257 *m* ab. sea level) 2 *km* west of Trzebnica, on the decalcificated pelitic loam of 80 *cm* thickness, the nordic boulders are present.

Separately standing out boulders appear also in the low horizons of an excavated outcrop. The mechanical analysis of samples of pelitic loam (Table 1, polish text) showed gradual, sufficiently remarkable increase of rock fragments from 0,05% in the horizon 40 — 60 *cm* till 1,47% in the horizon 40 — 80 *cm*, possessing the general quantity of pelitic grades (0,1 — 0,01 *mm*) from 56,15% till 55,92% at the same time the diminution of fine dust takes place at the cost of increasing of thick dust (0,1 — 0,05) by over 7%. However, in the mechanical composition of boulder clay underlying the pelitic loam, appears a great percentage of pelitic fragments 34,49% with the further, considerable increase of rock fragments and sand.

But the most typical example of gradual transition of pelitic loam into pelitic boulder clay is seen in the outcrop at Trzebnica, Bolesław Chrobry Street 11. Pelitic loam gradually passes down into weathered, very pelitic boulder clay of 60 *cm* thickness.

There is another interesting outcrop at the road to Węgrzynów (1,5 *km* westward from Trzebnica). It appears here 1 *m* thick bed of pelitic loam with admixture of pebbles and gravel. From the structural point of view it is similar to the boulder clay (till). Underneath there is a distinct stratified pelitic material in the form of alternating thin beds „arenaceous-pelitic of yellow colour and more pelitic of darker tint” 2 *cm* thick.

All above mentioned outcrops as well, as the other sections in the eastern part of Trzebnica Hills (e. g. north-easternward from Piersno) point out, that the loess-like loam exposed in the middle and uppermost part of the Trzebnica Hills is a weartered *in situ* boulder clay.

The thickness of pelitic loam depends upon the relief. Thus upon the elevations there is usually a thin cover up to 100 *cm* on the feeble slopes and in the lowerings within the hills the thickness increases gradually, but rarely attains 3 *m*.

On the hills between Piersno and Cielętniki i. e. southward from Zawonia one can observe an interesting passage from the pelitic morainic waste covering the hill tops to the alluvial pelitic loam on the southern and south-eastern slopes of those hills on the other hand.

Thus on the elevation 243 *m* at the road from Zawonia to Wrocław it appears highly bleached pelitic loam — 80 *cm* thick with the disseminated pebbles upon the surface and gradually increase of rock fragments downward (especially beginning at 60 *cm*). The passage from waste into the alluvial pelitic loam situated on the slopes is quite distinct. I observed at a depth of



130 — 150 *cm* sand and gravel intercalations in the loess which were detected at the foot of this elevation.

More characteristic stratification may be seen in the loam section at Będków (road to Trzebnica (pl. XII, fig. 1)). Here at a depth of 2 *m* decalcified pelitic loam grades into the stratified material with the intercalations of fine sand 2 — 3 *cm* thick.

Among them a 6 *cm* thick gray clayey beds may be distinguished.

I stated a distinct bedding at the small gauge railway station at Piotrowice as well, as eastward from Skarżyn and several other outcrops (pl. XII, fig. 2).

It is necessary to underline that the pelitic material was found also under the boulder clay; this phenomenon is a very characteristic feature of Trzebnica Hills.

At the road to Marcinów Duży (1 *km* to the NE from Trzebnica) in one outcrop under the sandy boulder clay regarded as the Warta Glaciation there is a piled up and stratified pelitic material in the form of argillaceous loam besides the squeezed varves. That pelitic material contains 17,96% washable particles in comparison to the general amount of dust equal to 45,00% (Table 2, pos. 3, polish text).

I have had occasion to observe a very interesting section at Brokocin. Here under the morainic cover of the same age it appears squeezed and piled up pelitic material reacting with *HCl* with the veinule of calcium carbonate (Table 2, pos. 1, polish text; pl. XII, fig. 3). The mechanical composition of that material is variable. Besides the washable particles of dust with the admixture of 12% washable particles it appears a pelitic loam composed similarly to the loess as well, as the pelitic clay contains about 53% of very small particles — smaller than 0,01 *mm*. At first glance we see the lack of rock fragments and the great oscillations of the colloidal clay grade from 6,3 to 26,4%. Such oscillations for the loess of the Trzebnica Hills are smaller i. e. from 11,2 to 15,7%.

The loam from Trzebnica Hills is a pelitic sediment with the admixture of rock fragments often showing a stratification and the characteristic changes in this mechanical composition. The loam was formed *in situ* on the uppermost elevations as a weathered boulder clay. Its unweathered remnants were preserved in the form of gravel or pebbles, but in the depressions, especially there, where bedding and stratification may be seen, it has been transported.

The classification of all those sediments as the loess as the German geologists did I consider as wrong.



### The proper loess

Larger and more compact area of loess is found in the south-eastern part of the Trzebnica Hills. It extends in WNW — ESE direction, beginning at Machnice and ending at Dobrzeń (Oleśnica district). Smaller isolated loess isles appear in the neighbourhood of Węgrzynów — Będków, Trzebnica, Świętniki and Zancice.

The thickness of loess increases to the south and SE. At Węgrzynów it attains 4 *m*, in the vicinity of brick works SE from Głuchów — 8 *m*, close to Dobrzeń — 11 *m*.

The northern and NW limit is sometimes difficult to define. On the other hand the south-eastern limit is quite clear and follows quite conformably the edge of Trzebnica Hills. It is bordered by the arenaceous pelitic deposits belt.

Basing upon the several mechanical analyses made by Atterberg method I have stated, that the mechanical composition of Trzebnica loess is heterogenous and undergoes considerable variations.

The most typical loess landscape extends between Machnice and Dobrzeń in Oleśnica district. In the upper and middle horizons, the loess did not exhibit here the rock fragments, but the participation of other gravel grade for various loess outcrops is not homogenous.

The mechanical analysis of loess sample taken from the depth of 150 — 190 *cm* in the natural outcrop near Jaksonów (Tab. 2, pos. 4, polish text) pointed out not only the lack of even the smallest gravel grain, but also great and middle sized sand grain (1 — 0,25 *mm*). Here the loess material is composed quite entirely of pelitic particles with the admixture of washable particles (25,60%).

The section of loess near the village Dobrzeń — 3 *km* to the west from Jaksonów nearly at the same depth shows already 1,75% of sand, 80,14% of pelitic particles and 18,09% of washable particles. In the same time at the level 4,5 — 5,0 *m* sand participation diminishes on 0,61%, with simultaneous increase of washable particles on 4,11% (tab. 2, pos. 5, polish text).

The relatively small percentage of those particles smaller than 0,01 (18,09%) in the upper horizons of this section causes that the material becomes less compact and has rather arenaceous character with the greatest percentage of pelitic particles stated within the Trzebnica Hills. In the same time the lower horizons showing much more greater compactness have the composition more typical for loess.

The upper horizons of loess appear on the SE slopes of the mentioned hills did not show the rock fragments, as I have pointed out above. The grade of colloidal material (particles smaller than 0,002 *mm*) due to the lack of



stratification subjects relatively small oscillations from 12,19 to 15,70%. So it does not surpass the limit accepted for the loess of eolian origin.

In order to recognize in details the origin of those sediments I have done some deeper excavations. In the neighbourhood of Jaksonów the loess attains the thickness 10 *m* and in the lower parts it grades into yellow reddish loam including blue argillaceous material. At a depth of 11 *m* it appears wet sandy pelitic material with the admixture of gravel.

A very interesting example of secondary stratification of loess in its lower parts I have found 300 *m* southward from Prawdów Mały. Here the loess 225 *cm* thick of pale yellow colour including white intercalations of calcium carbonate concretions, forms quite steeple wall, showing typical vertical joints. At a depth of 100 — 150 *cm* I have found in the loess irregular intercalations of crushed shells with the remains of small mammals.

The detailed examination of all fossils found here, were made by Dr. Z. Ryziewicz — director of the Palaeontological Institute in Wrocław. Basing upon the analysis it was stated the abundant appearance of crushed snail shells: *Helix hispida*, and rarely *Succinea oblonga*. In this mass there are the rests of gray squirrel skeleton (*Glis glis* L.) as well as two others not determined exactly types of rodents (*Arvicola* sp.) and the remnants of frog (*Rana* sp.).

The farther investigations at the place showed that the material is not *in situ* but should be transported by water what is proved by abundant accumulations of bone remnants in some horizons. Under the found fossils beginning at 150 — 225 *cm* there are many visible streaks of yellow-red tint and calcium carbonate concretions as medium size loess dolls. Downward at a depth of 225 — 229 *cm* it appears quite distinct stratification.

The mechanical composition analysis of 4 horizons made by the aid of the modified Atterberg method has given very interesting results (Tab. 2, pos. 3; polish text). Downward beginning at 170 *m* there is a gradually increase of washable particles (from 25 to 35,42 %) the colloidal clay grade also increases of 7% attaining at the low horizon the value of 24%. The admixture of gravel equally increases reaching 1,5%.

There is no doubt, that the material in the low part of this section could not be deposited in the aerial way. The following points favour such assumption:

1. Bedding
2. The considerable increase of washable particles and gravel downwards
3. Great percentage of colloidal grade (24%).

A great increase of gravel was stated in the other outcrop of loess situated westward from Trzebnica at the road to Marcinów Wielki. It was 4 *m* thick and reacting with *HCl*.



The stratification resp. intercalations with sand of the Trzebnica loess in its lower parts was also stated by Meister who as an example cited the outcrop of Będków mentioned by myself too (7 page 32).

At the base of all compiled facts, results that the problem of origin of loess in Trzebnica is still complicated and difficult. Although for the majority of proper loess area there is a lack of data, which could exclude its eolian origin but at least in the lower beds the aquatic sedimentation played undoubtedly a great role.

#### Arenaceous pelitic deposits

To this group has been included all those sediments containing 10 — 20% of washable particles. The percentage of pelitic particles shows considerable differences depending from the degree of washing out. However, it is greater than the proportional content both of sand and rock fragments.

Those deposits surround Trzebnica Hills as a narrow belt; in the southern part of this belt they have been laid down upon the outwash sediments and in the northern one upon the boulder sands or upon the pelitic boulder clay forming a cover of small (60 — 80 *cm*) thickness.

A little greater extension of those deposits is found NE from Oborniki where they occur in the depressions among the hills covered by sand boulder material. These hills form here less compact and more fringed isle chain, than eastward from Marcinów.

Probably it is due to a greater run off of waters from the melting inland ice in the direction toward Oborniki. Such run off was a result of a dam formed by Trzebnica Hills.

The pelitic sandy deposits found at the foot of Trzebnica Hills are in majority alluvial ones with stratification and sandy in a high degree with a considerable amount of rock fragments. The only reason, they were recognized as the loess like-deposits, was the prevailing grade of pelitic material. (Tab. 1, pos. 4; polish text).

#### CONCLUSIONS

From the composition of field investigations with the laboratory analysis results that the loess deposits form a compact and genetically uniform complex. The characteristics and occurrence conditions may be summarized as follows:

1. The pelitic loam with the admixture of pebbles and gravel occupies the highest position. It occurs as a weathered morainic loam, or as a product of its washing out with a visible bedding and alteration.

2. The pelitic material occurs under the boulder clay corresponding to the Warta Glaciation, as a deposit of aquatic origin, it shows the considerable



able differences in the mechanic composition, with the great range oscillations of size of particles smaller than 0,002 *mm*.

3. The thickness of loess increases with the slope of Trzebnica Hills i. e. southward and SE. In the same time the lower horizons show the admixture of gravel, distinct bedding and considerable increase of colloidal clay grade to 24%.

4. The sandy pelitic deposits are the alluvial product at the foot of Trzebnica Hills.

All those facts point out the complex processes taking part in the loess origin and other pelitic deposits within Trzebnica Hills. Basing upon the field investigations and several mechanical analysis there have been distinguished the proper loess of eolian origin and the other related deposits such as pelitic loams and sandy pelitic deposits. The classification of this last group of deposits as the rocks of eolian origin, as the Germans did, I consider as wrong and unnecessary.

The characteristic features of Trzebnica Hills have been explained by the Germans in several ways. So e. g. Tietze and Czajka explain the secondary stratification of loess as a result of violent rain action during their deposition i. e. during the steppe period. Another scientist — Meister quoting the famous section at Będków (pl. XII, fig. 1), assume the stratification of loess as a result of proximity of the inland ice margin.

The German hypothesis with the reference to the pelitic material origin on Trzebnica Hills exclude themselves each other. Thus after Czajka the loess was blown out of Żmigród valley during the last European glaciation (4, p. 79). Mühlen accepts the blowing from the east (10, p. 586).

All the hypothesis did not explain properly the isle-like extension of loess within Lower Silesia, as well as their 10 *m* thickness in the Trzebnica Hills regions, as the lack of this deposit upon the Ostrzeszów and Twardogóra elevations.

The bedding of the loess in its lower part was stated also by Mieczynski and Samsonowicz in the other parts of Poland. Mieczynski accepts that the Polish loess was formed of stratified material in the ice dammed lakes on the way of their eolian tranformation (2, pp. 17—18). Samsonowicz considers the low horizons in the eastern part of the Święty Krzyż Mountains as an eolian deposit blown up by the wind upon the area of southern Poland rich in water. It was during the second Polish Glaciation on the remote foreland of the ice (11, p. 3).

From all those opinions mentioned above it results that the problem of the origin of Polish loess is difficult and intricate one. Only the detailed investigations of the deposits may elucidate their origin (5, 6).



Jerzy KONDRACKI

## UWAGI O EWOLUCJI MORFOLOGICZNEJ POJEZIERZA MAZURSKIEGO

(z 4 fig. w tekście)

### Streszczenie

Autor wyróżnia na Pojezierzu Mazurskim 9 ciągów morenowych, odpowiadających całemu okresowi tzw. zlodowacenia bałtyckiego (= zlodowacenie Wisły, albo Varsovien II). Wycofywanie się lodowca przerwane było oscylacją mazurską. Przed czołem ustępującego lodu istniały zastoiska, a wody dzisiejszych jezior były spiętrzone do + 10 m, autor odrzuca jednak koncepcję wysokich, kilkunastometrowych tarasów. Postglacjalne odmłodzenie dolin objęło tylko dolne ich biegi, gdzie powstały 3 systemy tarasów, analogicznie jak w dolinach Niemna i Dźwiny.

### WSTĘP

Mimo stosunkowo bogatej literatury geologiczno-morfologicznej, jaka istnieje na temat Pojezierza Mazurskiego, historia morfologiczna tego regionu nie jest dokładnie poznana i wiele tu jeszcze pozostaje do zrobienia. Szczegółowe zdjęcia geologiczne w skali 1 : 25 000, które objęły znaczną część kraju, datują się z końca XIX wieku, a zaznaczone na nich utwory geologiczne przedstawione są w swoistej interpretacji, odpowiadającej panującym ówczesnie poglądom. Pewne szablony wyciskają swoje piętno na większości prac naukowych badaczy niemieckich. Jako przykłady można tu przytoczyć koncepcję wysokich tarasów jeziornych, które zaznaczono na mapach prawie całego Pojezierza i na wszelkich możliwych wysokościach, przyjmując za ślad dawnej linii brzegowej każde załamanie na stokach morenowych garbów, dalej koncepcje „piasków dolinowych“, które oznaczono na mapach bez względu na morfologię terenu, wreszcie teorię Krausa (43—47) o młodych ruchach tektonicznych na obszarze nadbałtyckim, do której autor nagiął wszystkie obserwowane fakty przez cały czas swej działalności na tym terenie. Obowiązującą syntezą kartograficzną dla form Pojezierza Mazurskiego stała się mapa Woldstedta (60), który dość schematycznie oznaczył strefy moren czołowych i moreny pagórkowatej, a przy wyróżnianiu obszarów sandrowych nie zawsze kierował się morfologią.



Nauka polska nie miała dotychczas możliwości zająć się bliżej omawianym tematem. Znakomity znawca byłych Prus Wschodnich i autor licznych prac o tej krainie — Stanisław Srokowski był przede wszystkim geografem gospodarczym i antropogeografem. Problemami morfologicznymi interesował się R. Galon, który napisał krótki szkic geologiczno-morfologiczny Prus Wschodnich dla „Słownika Geograficznego“, a w „Czasopiśmie Geograficznym“ zamieścił oparte na autopsji uwagi o tarasach wielkich jezior mazurskich (15, 16). Dopiero ostatnie lata dały impuls do żywszego zainteresowania się problemami fizyczno-geograficznymi ziemi dawnych Prusów, której znaczna część znalazła się w granicach Polski. Wymienić tu trzeba przede wszystkim przygotowanie odnośnych arkuszy mapy geologicznej Polski w skali 1 : 300 000, zainicjowane i przeprowadzone przez Państwowy Instytut Geologiczny pod redakcją Edwarda Rühlego. Mapa ta miała być w zasadzie oparta o materiały niemieckie, ale okazało się, że nie tylko wymagają one licznych uzupełnień, ale również sprawdzenia i odmiennej niekiedy interpretacji. Opracowanie arkusza Giżycko przypadło w udziale autorowi. Jeszcze jednak przed ukazaniem się z druku wszystkich arkuszy, jakie dają pokrycie terenu Pojezierza Mazurskiego, Regionalna Dyrekcja Planowania Przestrzennego w Olsztynie zaproponowała autorowi opracowanie przeglądowej mapy geologicznej województwa olsztyńskiego w skali 1 : 300 000. Te dwa zamówienia nałożyły się w lecie 1948 roku na przeprowadzane już w roku 1947 i na wiosnę 1948 roku obserwacje morfologiczne w okolicy wielkich jezior mazurskich, wykonywane dla Głównego Urzędu Pomiarów Kraju celem wydania map jezior Śniardwy i Mamry. Mając możliwość korzystania z samochodu Wydziału Pomiarów Urzędu Wojewódzkiego w Olsztynie w czasie dojazdów do jezior oraz odbywając dwie wycieczki naukowe Zakładu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego i kilka wycieczek ze słuchaczami wakacyjnych kursów Ministerstwa Oświaty dla nauczycieli geografii w latach 1946, 1947 i 1948, autor w szeregu marszrut poznał prawie cały teren Pojezierza Mazurskiego. Opracowanie wspomnianych map stanowi pewnego rodzaju etap, który wymaga podsumowania wyników i wyciągnięcia wniosków.

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA FORM

Przestarzały ale dosyć szczegółowy opis orograficzny i hydrograficzny Pojezierza Mazurskiego zawiera praca Bludaua (3) z roku 1894. Autor jej w oparciu o nowe podówczas mapy kreskowe w skali 1 : 100 000 skonstruował barwną mapę hipsometryczną w skali 1 : 500 000, na której poziomice zostały wykreślone w odstępach 25 m i uzupełnione oznaczeniem licznych punktów wysokości; mapa przedstawiała ponadto bogaty obraz hydrografii. Pojezierze Mazurskie („preussische Seenplatte“) występuje na niej jako pas wzniesiony, obniżający się z jednej strony ku nizinie nad Pregołą i Zalewowi Wiśla-



nemu, z drugiej zaś ku Nizinie Mazowiecko-Podlaskiej, ale w szczegółach obraz rzeźby jest na niej fałszywy, ponieważ nie uwzględnia topografii morenowej i generalizuje pojedyncze wzniesienia w duże powierzchnie. Są na tej mapie również błędy, będące wynikiem błędów starych wydań mapy 1:100 000, jak przede wszystkim zaznaczenie wysokości 209 i 216 *m* pomiędzy Górowem Iławeckim i Lidzbarkiem, podczas gdy na nowych mapach 1:25 000 żaden punkt na tej przestrzeni nie przekracza 200 *m* wysokości, a kulminacje 211 i 216 występują jedynie na wałach morenowych, położonych na NW od Górowa Iławckiego. Zupełnie fantastyczne wysokości są zaznaczone poza granicami Prus — 278 *m* na południe od Nidzicy, a pod Mławą nawet 351 *m*. Ale nowsze syntezы kartograficzne, aczkolwiek pozbawione błędów mapy Bludaua, są dużo mniej szczegółowe i w rezultacie żadna z istniejących map hipsometrycznych (jak mapy Romera, Janiszewskiego, Szaflarskiego, W.I.G. i in.) nie daje przejrzystego obrazu ukształtowania powierzchni tego pojezierza a w konsekwencji utrwalają się pewne niesłuszne poglądy na jego morfologię.

Za granicę zachodnią i wschodnią jednostki orograficznej, jaką tworzy Pojezierze Mazurskie, uważa się od czasów Bludaua doliny Wisły i Niemna, tym nie mniej przebieg granic politycznych wycisnął swoje piętno na wyodrębnianiu mniejszych jednostek fizjograficznych. Tak np. Lencewicz (49) wyróżnił poza właściwym Pojezierzem Mazurskim, mieszczącym się w granicach byłych Prus i nazywanym zresztą przez niego Pojezierzem Pruskim, położone na wschodzie w granicach Polski Pojezierze Suwalskie i na południowym zachodzie Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie. Srokowski (56) mówi o następujących jednostkach fizjograficznych w obrębie byłych Prus Wschodnich:

1. Oberland
2. Stablak (tego zbiorowego określenia według Bludaua użył po raz pierwszy Jentzsch, zapożyczając je od nazwy jednej z wiosek)
3. Wyżyna Niborska
4. Grzbiet Żądzborski
5. Dolina Mazurska
6. Mazury Garbate

Ostatnio próbę nowego podziału dali Galon (18) i Pietkiewicz (53). Galon dzieli Pojezierze Mazurskie na cztery poprzeczne segmenty: 1. Pojezierze Iławskie, 2. Pojezierze Olsztyńskie, 3. Pojezierze Giżycańsko-Ełskie (?!), lub Mazurskie właściwe, 4. Pojezierze Suwalskie, natomiast nie zalicza do pasa pojezierzy tzw. Wysoczyzny Chełmińskiej i Wysoczyzny Dobrzyńskiej, które Lencewicz (49) nazwał łącznie Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim, biorąc pod uwagę występowanie na tym obszarze licznych



jezior i młodych form morenowych<sup>1</sup>. Pietkiewicz (53) za Galonem wyróżnia te same cztery człony, ale wydziela z Pojezierza Iławskiego jego część najwyższą ze Wzgórzami Dylewskimi pod nazwą Pojezierza Lubawskiego. Teren położony na północ od pojezierza wzdłuż Zalewu Wiślanego i granicy z ZSRR nazywają obydwa Pobrzeżem Warmijskim.

Rozpatrzmy więc, jak się przedstawiają stosunki hipsometryczne omawianego obszaru. Każda mapa wysokościowa wyraźnie wskazuje istnienie dwóch kulminacji, zaznaczających się stosunkowo dużymi obszarami, wzniesionymi ponad 200 m. Są to Wzgórze Dylewskie (312,1 m) na południowym zachodzie oraz Wzgórze Szeskie (309 m) na wschodzie. Ku dolinie Wisły pojezierze obniża się znacznie, nie przekraczając wysokości 150 m, ale jednocześnie cała strefa ulega rozszerzeniu. Doliny Drwęcy i Osy rozczłonkują teren na trzy pasy o kierunku SW—NE. W okolicy Wzgórz Dylewskich następuje zmiana panującego kierunku na południowo-wschodni. Wspomniany garb o wysokościach ponad 200 m ciągnie się od kulminacji Wzgórz Dylewskich w kierunku na Nidzicę. Jest to obszar dosyć zwarty, rozcięty jedynie kilkoma rynnami o kierunku prostopadłym do osi wzniesień. Po między tym garbem a wzniesieniami wschodnio-mazurskimi i suwalskimi, gdzie ponad 200 m wznoszą się jeszcze większe przestrzenie, pojezierze obniża się, ulegając jednocześnie zwężeniu i zmianie kierunku rozciągłości na wschodnią z lekkim odchyleniem ku północy. Ta część środkowa odznacza się większą nieregularnością form drobnych i największym zajezerzeniem. Od północy ogranicza ją równina, położona poniżej 100 m wysokości i stanowiąca

<sup>1</sup> Przeprowadzenie granicy Pojezierza Mazurskiego na zachodzie według propozycji Galona oraz „skasowanie” Pojezierza Chełmińskiego i Dobrzyńskiego jest zupełnie dowolne. Nie opiera się ono bynajmniej na przebiegu „fazy pomorskiej” ani też na jakichś różnicach w rozmieszczeniu jezior. Jak będzie dalej wykazane, granica fazy pomorskiej przebiega znacznie bardziej na północy, prawie połowa Pojezierza Mazurskiego łącznie z jeziorem Śniardwy nie należałaby w ten sposób do pasa pojezierzy. Definicja, że pojezierze jest to obszar „ściślego zespalania się najwyższych w tej części Polski wzniesień bezwzględnych z przedzielającymi je głębokimi jeziorami” jest mało precyzyjna. Sam autor nie jest jej wierny, zaliczając swoje niezbyt wyniosłe „Pojezierze Myśliborskie” na Pomorzu Zachodnim do pasa pojeziernego. W tym samym artykule (18, str. 120) autor dalej podaje taką charakterystykę: „Wysoczyzna Chełmińska, dość bogata w jeziora i wykazująca miejscami krajobraz moreny pagórkowatej, a nawet czołowej. Krajinie tej odpowiada Wysoczyzna Dobrzyńska lub Lipnowska”. W roku 1948 uczestnicy wycieczki zjazdu Pol. Tow. Geologicznego pod kierunkiem Prof. Galona oglądali tu właśnie koło Zbójna wspaniałe krajobraz pojezierny. Wiele obszarów, zaliczanych przez Galona do pojezierzy nie różni się wcale ani wysokością ani krajobrazem od Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego w tym pojęciu, jak je podał Lencewicz. Proponowany przez Galona podział Pojezierza Mazurskiego na 4 człony nie ma większego uzasadnienia krajobrazowego, genetycznego, hipsometrycznego czy hydrograficznego, a nazwy wyróżnionych części nawiązują do nazw ośrodków miejskich przeważnie pozbawionych dłuższej tradycji historycznej i językowej (np. Pojezierza Iławskie i „Giżycańskie” względnie Giżyckie).



zweżające się ku południowi odgałębienie rozległej niziny nad Pregołą, podczas gdy od południa rozpościera się równina Puszczy Kurpiowskiej i Piskiej, obniżająca się od ok. 140 m do 100 m nad Narwią. Zwężenie pomiędzy okolicami Szczytna na południu i Reszla na północy ma tylko ok. 50 km szerokości, podczas gdy ku dolinie Wisły pojezierze rozszerza się do 100 km, a na wschodzie przekracza 70 km szerokości. To środkowe zwężenie pojezierza przez wysuwające się od północy i południa niziny wypada na osi zagłębienia, jakie tworzy Zalew Kuroński, nie zaznacza się ono jednak również największym obniżeniem „powierzchni szczytowej“, która tu w szeregu punktów przekracza 200 m wysokości, podczas gdy największe obniżenie poprzeczne i najniższe położenie działu wodnego rzek stoku południowego i północnego leży nieco dalej ku wschodowi. Jest to tzw. „Dolina Mazurska“ — system wielkich jezior, położonych w jednym poziomie ok. 116 m i odwadnianych zarówno ku północy do Pregoty jak i na południe do Narwi i Wisły. Zupełnie specyficzny charakter ma wschodnia część Pojezierza Mazurskiego, obejmująca południkowy cokół wyżynny pomiędzy Gołdapią i Oleckiem (ze

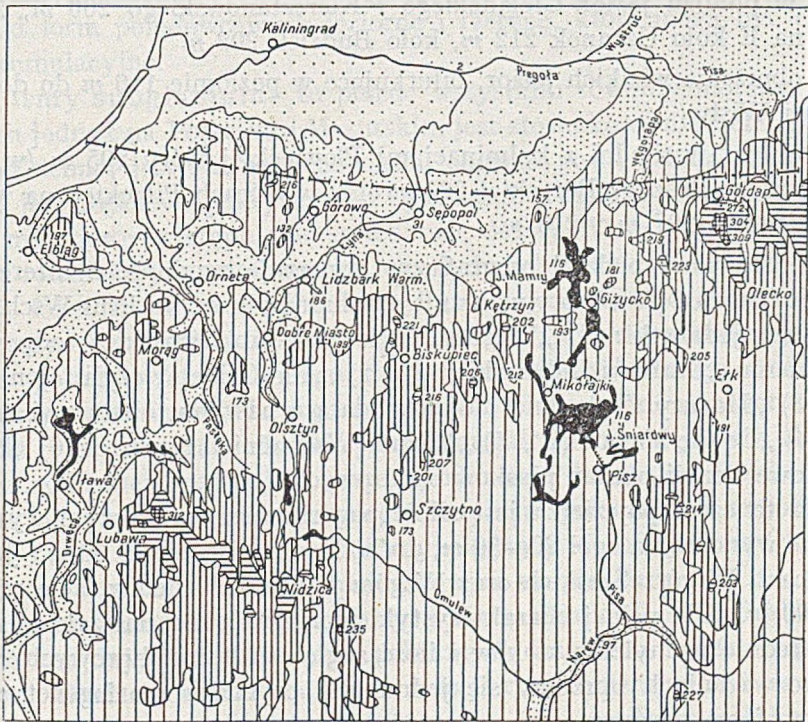


Fig. 44

Hipsometria. 1 : 2 000 000



Wzgórzami Szeskimi) oraz całe Pojezierze Suwalskie. Krajobraz jest tutaj jeszcze silniej pagórkowaty niż w części środkowej, a kierunki wzniesień zmieniają się od północno-wschodniego przez południkowy do południowo-wschodniego.

Pomijając bliższy opis zachodniej i wschodniej części Pojezierza Mazurskiego zajmujemy się jego częścią środkową pomiędzy garbem „dylewskoni-dzickim“, który może zgrabniej będzie nazwać „Garbem Lubawskim“ (nawiązując do zaproponowanej przez Pietkiewicza nazwy „Pojezierze Lubawskie“), a garbem wschodnio-mazurskim. Pod względem hipsometrycznym podzielić ją można na cztery części:

a) obniżenie na linii górnej Łyny—Omulewa, gdzie dział wodny opada poniżej 140 *m* a maksymalne wysokości nie dochodzą do 200 *m*

b) obszar centralny, wzniesiony ponad 140 *m*, przy czym szereg punktów przekracza 200 *m*, np. w okolicach Szczytna: Dąbrowa 201 *m*, Góry Jabłońskie 208 *m*, w okolicach Biskupca koło Rudzisk 216 *m*, na SE od Jeziora Luterskiego 212 *m*, 202 *m*, 206 *m*, 221 *m*, na S od Mrągowa: Krzywe Góry 206 *m*, na NE w pobliżu jezior Gielądzkiego i Kiersztanowskiego 200 *m*, 208 *m*, 211 *m*, na E koło Uźranek 212 *m*, koło Budzisk 202 *m*

c) obniżenie wielkich jezior, bifurkujące w poziomie 116 *m* do dorzecza Pregoly i Wisły

d) obszar wschodni z kulminacjami Płowieckiej Góry 205 *m* (w okolicach Elku), w Puszczy Boreckiej 223 *m* oraz w Górach Piłackich na wschód od Węgorzewa 207 *m* i 219 *m*.

Przedstawiony podział orograficzny wykazuje zgodność z interesującą pracą Hoffmana (25), który wyróżnił w południowej części Prus Wschodnich następujące jednostki: 1) „Wzgórze Dylewskie lub Nidzickie“, odpowiadające naszemu „Garbowi Lubawskiemu“, 2) „Alle-Gebiet“, czyli rejon górnej Łyny, 3) „Mazury Zachodnie“, odpowiadające naszemu obszarowi centralnemu, 4) „Dolinę Mazurską“, 5) „Mazury Wschodnie“ i wreszcie 6) „Mazury Południowe“ czyli obszar piasków sandrowych.

Cała ta część pojezierza jest silnie pagórkowata, przy czym wysokości względne wynoszą na ogół 20—30 *m*, dochodząc miejscami do 60 *m*. Jedynie w okolicach Wzgórz Szeskich oraz Wzgórz Dylewskich deniwelacje przekraczają 100 *m*. Dla pełnej charakterystyki morfograficznej należało by zanalizować średnie nachylenie stoków i ilość zagłębień bezodpływowych, w dalszych rozważaniach oprzemy się jednak na czynniku morfogenetycznym, a nie morfometrycznym.

Granica południowa omawianej części pojezierza przebiega od okolic Nidzicy przez Szczytno, Ruciane i Pisz, granicę północną określają w przybliżeniu miasta Orneta, Lidzbark, Reszel, Kętrzyn i Srokowo. Na północ od tej linii rozpościerają się obszary na ogół bezjeziorne, ale genetycznie



i krajobrazowo zróżnicowane. Poczynając od Żuławów Wiślanych mamy w kierunku wschodnim na przemian niziny i izolowane wzniesienia. Są to

- a) Wzniesienie Elbląskie (198 m)
- b) Nizina wzdłuż rzeki Pasłęki
- c) Wzniesienia, które można by nazwać Górowskimi<sup>1</sup>, z kulminacją 216 m
- d) Nizina nad środkową Łyną, stanowiąca południową część Niziny Pruskiej nad Pregołą, a nazwana przez Galona Niziną Sępopolską.

Ten niejednolity region odpowiadałby Zajezierzu Wincentego Pola. Na konferencji Polskiego Towarzystwa Geograficznego w dniu 30 września 1946 roku zaproponowano określić go jako Nizinę Pruską z Wzniesieniami Warmijskimi. Użyta przez Pietkiewicza dla całości nazwa „Pobrzeże Warmijskie“ wydaje się być mało odpowiednia, gdyż Warmia tylko wąskim pasem dochodziła do wybrzeża Zalewu Wiślanego, a cały obszar od morza jest właściwie odcięty i zupełnie nie ma charakteru „pobrzeża“.

Rozpatrując formy lodowcowe Pojezierza Mazurskiego pod względem genetycznym można wyróżnić subglacjalne, marginalne i ekstramarginalne, a wśród form polodowcowych jeziorne i rzeczne, które mogą być erozyjne lub akumulacyjne.

Formy subglacjalne to przede wszystkim równiny moreny dennej, których jednak na Pojezierzu Mazurskim jest stosunkowo niewiele. Równiną moreny dennej jest Nizina Sępopolska, chociaż powierzchnia marglu zwalowego jest częściowo pokryta ilami i piaskami. Ponadto równiejsze powierzchnie morenowe występują w sąsiedztwie doliny Wisły. Subglacjalnie powstają również rynny lodowcowe, ozy i drumliny. O ile te dwa ostatnie rodzaje form na omawianym obszarze są raczej rzadkie, to rynny są formą nader rozpowszechnioną. Układ ich jest radialny, przy czym kierunek zmienia się od południowo-zachodniego do południowo-wschodniego, zaznaczając kierunki posuwania się lodu w poszczególnych jeziorach lodowcowych. Istnieją również rynny o kształcie bardziej zawiłym, jak np. rynna Jeziora Nidzkiego w Puszczy Piskiej, posiadająca zarys  $\frac{3}{4}$  łuku koła, lub jezioro Roś koło Pisz, złożone jak gdyby z trzech równoległych rynien, połączonych ze sobą. Najdłuższą rynną stanowi łańcuch jeziorny, ciągnący się od Jeziora Ołowskiego i Orło pod Rynem w kierunku południowym na przestrzeni 35 km, przybierając nazwy Jeziora Ryńskiego, Tałty, Jeziora Mikołajskiego i Beldan, a następnie znajduje przedłużenie w położonych na nieco wyższym poziomie jeziorach Guziance i Nidzkim tak, że cała ta rynna mierzy ok. 60 km długości, wykazując maksymalną głębokość 51 m na jeziorze Tałty. Piękne rynny występują również w okolicach Mrągowa, Olsztyna, Ostródy i Iławy, gdzie

<sup>1</sup> Nazwa od miasta powiatowego Górowo Iławeckie (niem. Landsberg), którą można by używać zamiast niemieckiego Stablaku.



leży odpowiednik rynny Mikołajskiej w postaci Jeziorka mającego  $36,5 \text{ km}^2$  powierzchni i  $28 \text{ km}$  długości. Ozy, towarzyszące często rynnom, na Pojezierzu Mazurskim są nieliczne. Występowanie ich omawiał P. G. Krause (42). Oprócz 3 pięknych ozów w rynn timerągowskiej wymienionych przez Krausego i Hoffmanna (41, 25) znane są autorowi z autopsji niewymienione przez nich ozy piaszczyste na zachodnich i północnych brzegach Jeziora Orzyskiego oraz w okolicy Pasymia — przy szosie niedaleko stacji kolejowej i w połowie drogi do Szczytna.

Formy marginalne powstają albo przez bezpośrednią akumulację lodowca, albo przez jego ciśnienie, albo wreszcie są wytworem wód, wypływających spod lodu. Za klasyczną formę marginalną uważa się moreny czołowe i tą nazwą obdarza się zwykle wszystkie wzgórza, które powstały na brzegu lodowca. Kwestia powstania moren czołowych była na porządku dziennym obrad Międzynarodowego Kongresu Geograficznego w Amsterdamie, gdzie Pawłowski i Lencewicz (główny referent z ramienia organizatorów Kongresu), oświetlili ten problem wszechstronnie, wskazując na różnorodność genezy wzgórz, powstałych w strefie marginalnej<sup>1</sup>. Możemy więc wyróżnić:

1. Wały wyciśnięte z podłoża przez czoło nabrzmiewającego lodowca. Budowa ich może być różna, a w skład mogą wchodzić formacje starsze (głównie trzeciorzęd i kreda), z reguły silnie zdyslokowane. Są to moreny wyciśnięte.

2. Wały wytopione ze stacjonującego lodowca, a odznaczające się nagromadzeniem materiału „grubego“, nieraz w formie skupienia wielkich bloków. Są to moreny czołowe w ściślejszym znaczeniu.

3. Wzgórza, usypane przez wody, wypływające spod lodu. Kształt mają nieregularny i zbudowane są z materiału warstwowanego piaszczysto-żwirzastego. Ten typ wzgórz nazywany bywa kemami.

4. Chaotyczne pagórki o niedużych wysokościach względnych, ale stromych zboczach, zbudowane z gliny zwałowej. Jest to morena pagórkowata. Geneza jej jest niejasna. Za czynnik kształtujący przyjmuje się bądź to wytapianie z martwego lodu, bądź to oscylacje czoła lodowca.

Na pojezierzu dominującą formą krajobrazową jest morena pagórkowata i wzgórza typu kemów, szczególnie na wschód od wielkich jezior. Moreny w formie wałów trafiają się w okolicach Giżycka i na Wzniesieniach Górskich. Nagromadzenia głazów występują w okolicy Wzgórz Szeskich (np. Góra Szeska i Góra Gołdapska, przedstawiająca chyba najładniejsze wzgórze morenowe na całym Pojezierzu Mazurskim) oraz we Wzgórzach Dylewskich.

Formy ekstramarginalne reprezentowane są przez sandry, przytykające do właściwego pojezierza szeroką strefą od południa. Są to piaszczyste równiny, pobrużdżone zatorfionym i najczęściej liniami spływu dawnych wód

<sup>1</sup> C. R. Congr. Intern. Géographie. Amsterdam 1938. T. II.



fluwioglacjalnych. Natomiast nie wydaje się słusznym zaliczać do sandrów pagórkowatych obszarów piaszczystych, które na starych mapach geologicznych 1:25 000 oznaczane były jako „Talsand“, a na przeglądowej mapie Woldstedta wprost jako sandr. Takie pagórkowate powierzchnie piaszczyste występują na południe od Olsztyna w lasach Purdzkich i Napiwodzkich, na północ od Barczewa w okolicach Bisztyńka oraz w północno-zachodniej części Puszczy Piskiej w okolicach Piecków. Obszary te można by uznać za sandry, których powierzchnia została zmodyfikowana przez wytapianie się martwego lodu, albo też przez ponowną transgresję lodowca.

Wielki sandr mazursko-kurpiowski zaczyna się na zachodzie w okolicach Nidzicy u wylotu martwych dziś dolin, jak np. sucha dolina powyżej źródeł Łyny, a północna jego granica przebiega przez okolice Jedwabna, Szczytno, Kiejkuty, Babięta w kierunku na Ruciane, obejmuje brzegi Śniardw i ciągnie się na wschód przez Szwejkowo i Klusy w kierunku na Elk. Spod powierzchni zasypania wynurzają się w wielu punktach kępy gliniaste lub żwirowe, stanowiące bądź to wyżej wzniesione płyty moreny dennej, bądź wierzchołki moren czołowych ze starszej fazy zlodowacenia, jak np. Wzgórza „Cegielnia“ pod Farynami, wzgórze pod Klonem, Lipowcem, Szymanami, Rydzówką i in. W zachodniej części pojezierza Galon (17) podaje większe płyty sandru na południe od Górzna i Lidzbarku Welskiego, pod Iławą i na północ od Ostródy. Za sandr trzeba uznać obszary piasków na wschód od Ornety aż po Łaniewo w dolinie Łyny, natomiast w obrębie właściwego pojezierza sandrów w zasadzie nie ma.

Formy jeziorne. Teren Pojezierza Mazurskiego oprócz wielkiej ilości jezior istniejących i największego na ziemiach polskich procentu powierzchni pokrytej wodą, odznacza się występowaniem śladów jezior zanikłych oraz obniżeniem się poziomu jezior istniejących. Ślady zanikłych jezior są dwójakiej natury: geologicznej i morfologicznej. Do pierwszej grupy należą ily i piaski „pokrywające“, margle jeziorne i torfy, do drugiej stare linie brzegowe, falezy i tarasy jeziorne. Jednak poglądy na wielkie rozprzestrzenienie śladów jezior zostały później podane w wątpliwość, a rozpatrzeniem problemu owych zastoisk zajmiemy się na dalszym miejscu. Wchodzą tu w grę następujące tereny: okolica na północ od Lidzbarku, Nizina Sępopolska, okolice Srokowa, „Niecka Skalska“, położona u spływu Gołdapi i Węgorapy, oraz okolica wielkich jezior mazurskich, skąd zagadnienie prajezior wzięło początek.

Formy rzeczne. Obszar właściwego pojezierza nie posiada zasadniczo erozyjnych dolin, a istniejące rzeki wyzyskują rynny lub zagłębienia jeziorne, łącząc je między sobą krótkimi przełomami. Doliny zarysowują się dopiero tam, gdzie rzeki opuszczają obszar pojezierza, kierując się na północ do Pregoty i Zalewu Wiślanego lub na południe do Wisły. Między oby-



dwoma skłonami wód istnieje zasadniczy kontrast morfologiczny. Doliny rzek spływających ku Wiśle są płytkie, zatorfione lub wypełnione aluwiami, a rzeki szybko tracą siłę erozyjną, jaką posiadają na stokach wzniesień morenowych. Doliny stoku północnego posiadają silniejszy spadek i wcinają swoje doliny, wytwarzając tarasy. Krzywe spadku dolin, zamieszczone w pracy Körnkego (40) pozwalają wyraźnie odróżnić ich bieg górny o spadku niewyrównanym i dolny, wykazujący już rozwój normalny. Posiadamy jedynie pewne dane, dotyczące tarasów Węgorapy, którymi zajmowali się Berendt i Gagel oraz tarasów Łyny, opisywanych przez Berningera. Temat ten analizował następnie Körnke, który mówił o istnieniu w tych dolinach fragmentów dwóch poziomów tarasowych, ale postawił w wątpliwość ich ciągłość, zaprzeczył istnieniu silniejszej polodowcowej erozji i udowodnił, że tarasy owe są „pierwotnymi“ i mają charakter zupełnie lokalny (38—40).

### ZASIĘGI FAZ ZŁODOWACENIA

Najmłodsze zlodowacenie, które w dorzeczu Odry sięgnęło daleko na południe i na którego obszarze można wyróżnić szereg wyraźnie zindywidualizowanych faz, na wschód od Wisły wykazuje konwergencję poszczególnych stref morenowych, zbiegających się w kierunku północno-wschodnim tak, że w wąskiej stosunkowo strefie Pojezierza Mazurskiego (na szerokości 50—70 km) zbiegają się linie zasięgów zlodowacenia, które na południku Gopła zajmują strefę ok. 300 km szerokości. W związku z tym paralelizacja poszczególnych faz zlodowacenia nastęrcza pewne trudności. Jak wiadomo, geologowie niemieccy (Woldstedt i inni) wyróżniają w obrębie najmłodszego zlodowacenia, nazywanego przez nich zlodowaceniem Wisły, trzy wielkie fazy: brandenburską, frankfurcką i pomorską. Do stadium brandenburskiego należałyby w Polsce moreny południowo-poznańskie, przy czym przebieg tej fazy dalej ku wschodowi jest niejasny, miałaby być ona nakryta formami młodszej fazy frankfurckiej, do której zalicza się moreny środkowo-poznańskie, kutnowskie (?), płockie (?), dobrzyńskie oraz zewnętrzne moreny Pojezierza Mazurskiego. Stadium pomorskie miałoby zasięg od Kwidzyna przez Ostródę Olsztyn, Kętrzyn, Węgorzewo na Gołdap. Trójfazowość ostatniego zlodowacenia jest zjawiskiem nie budzącym na ogół wątpliwości, jednak w Polsce zasięgi tych faz należało by ująć nieco inaczej, biorąc za punkt wyjścia okolice doliny dolnej Wisły. Zewnętrzną strefę tworzą tu moreny dobrzyńsko-kujawskie, środkową chełmińskie oraz północno-wielkopolskie i najbardziej wewnętrzną moreny stadium pomorskiego zarysowujące wyraźny jezior w dolinie dolnej Wisły. Jeśli chodzi o to ostatnie stadium, to Galon (16) interpretuje jego przebieg nieco inaczej niż Woldstedt (59), bo o ile według tego ostatniego stadium pomorskie miałoby przebiegać północnym skrajem Pojezierza Mazurskiego (zwłaszcza w jego części wschodniej), Galon całe



właściwe Pojezierze Mazurskie zalicza do stadium pomorskiego, wyznaczając jego zasięg przez okolice Olsztyna, Mikołajek, Orzysza i Elku.

Po naniesieniu danych z map geologicznych 1 : 25 000 na arkusze zbiorowe mapy 1 : 100 000 a następnie przeprowadzeniu uzupełnień terenowych i generalizacji do skali 1 : 300 000 na arkuszach Giżycko-Kaliningrad (dawniej Królewiec) i Olsztyn (Łomża), ale tylko w granicach byłych Prus Wschodnich od południa i obecnej granicy państwowej od północy, uzyskano podstawę do rozpatrzenia zasięgów faz zlodowacenia w środkowej części Pojezierza Mazurskiego, nawiązując do opracowanego przez Galona arkusza „Toruń“ mapy geologicznej Polski 1 : 300 000. Tu trzeba zaznaczyć, że o ile opracowanie arkusza Giżycko wykonane było dla Państwowego Instytutu Geologicznego, to arkusz Olsztyn został przez autora opracowany niezależnie od P. I. G. tak, że mogły powstać pewne różnice w interpretacji form pomiędzy tym, co będzie tutaj powiedziane a tym, co zawiera przygotowana do druku przez P. I. G. mapa, opracowana przez innego autora i w chwili pisania tych słów jeszcze nieopublikowana.

Przyjmując za kryterium świeżości form występowanie rynien jeziornych (51) możemy stwierdzić generalną zgodność południowej granicy zasięgu jezior rynnowych, północnej granicy sandru mazursko-kurpiowskiego i linii przebiegu zewnętrznych moren pasa pojeziernego. Na zachód od Nidzicy zgodność tych rysów morfologicznych jest niemal zupełna, natomiast na wschód od okolic tego miasta obserwujemy pewne krzyżowanie się tych elementów. Tak więc pomiędzy Nidzią a Szczytnem zewnętrzne moreny przysypane są sandrem pochodzącym z późniejszej fazy postoju lodowca, przy czym na sandrze występują jeziora. Na wschód od Szczytna przebieg moren i granica sandru mniej więcej pokrywają się, ale również tutaj linia zasięgu jezior wykracza na sandr.

Zasięg tej najbardziej zewnętrznej fazy ostatniego zlodowacenia, obejmujący na zachodzie Pojezierze Dobrzyńskie, prowadzi przez okolice Lidzbarku Welskiego i Dąbrówna do źródeł rzeki Łyny. Na północ od Nidzicy moreny czołowe tego stadium opierają się o krawędź „Garbu Lubawskiego“. Garb rozcinają dwie wyraźne doliny o szerokości ok. 1 km, z których jedną wyzyskuje mała rzeczulka Nidzica, odprowadzająca wody do Wkry, a druga pod Muszakami jest zupełnie martwa. Wyraźne wały morenowe występują w nidzickim lesie miejskim i w okolicach Napiwody, a następnie osiągają kulminację 225 m w tzw. Złoty Górach. Za dalszy ciąg tego łańcucha można uważać izolowane wzniesienia wśród piasków sandrowych, Należą do nich „Błędne Góry“ pod Rydzówką (188 m) i „Zielone Góry“ (173 m) pod Szymanami. Wysokość względna tych moren wynosi ok. 40 m. Następne moreny tej samej strefy występują pod Szczytnem, zanim jednak rozpatrzymy ich przebieg, zajmiemy się jeszcze pokrótce okolicą źródeł Łyny. Występują tu pod wsią Łyną moreny tej samej fazy, ale cofnięte nieco ku północy w sto-



sunku do bardziej zewnętrznych wzgórz w nidzickim lasku miejskim. Otóż na wschód od grupy wzniesień, z których najwyższe osiąga 209 *m*, rozciąga się krótka martwa dolinka o kierunku NW—SE, przecięta szosą z Łyny do Orłowa. Tuż na północ od szosy można tu obserwować wspaniałe zjawisko młodej erozji wstecznej źródeł Łyny, które wcinają się w starą powierzchnię owej martwej doliny (stanowiącej ślad dawnego odpływu sandrowego), położonej o jakieś 30 *m* wyżej od dzisiejszego dna doliny górnej Łyny. Ponieważ górna Łyna płynie zmodyfikowaną nieco rynną lodowcową, erozja wsteczna jej źródeł nie ma nic wspólnego z rozwojem całej rzeki, ale jest rezultatem głębokiego wcięcia rynien lodowcowych w stosunku do poziomu odpływu wód sprzed czoła lodowca w okresie jego postoju na północ od Nidzicy. Dział wodny nie przebiega tu ani po linii największych wzniesień, wypadających na Garbie Lubawskim, ani po linii głównej fazy postoju lodowca, ale jest przesunięty na zewnętrzny skraj strefy pojeziernej.

Na północny wschód od Szczytna granica pagórkowatego obszaru morenowego i płaszczyzny sandrowej zaznacza się bardzo wyraźnie. Na mapie geologicznej narysowany jest szereg żwirowisk, które uległy w znacznym stopniu wyeksploatowaniu i w krajobrazie występują nie w postaci wzgórz, ale dołów. Żwiry tkwią wśród gliny zwałowej. Jedna z odkrywek na wschód od szosy w kierunku na Lemany w 8-0 metrowym odsłonięciu wykazuje wyraźne ślady zaburzeń glacitektonicznych. Pod Lemanami formy powierzchni są bardziej zaakcentowane, a materiał skalny przedstawiają prawie wyłącznie grube żwiry, na których rozwija się roślinność skalna jak rozchodnik i skalnica. Wysokość wzgórz wzrasta w kierunku północnym. Ciągają się one na przestrzeni kilku *km*, osiągając kulminacje 201 i 207 *m* w grupach wzniesień, noszących ludowe nazwy Dąbrowy i Gór Jabłońskich. Wzgórza te porośnięte są częściowo lasem. Od Kiejkut w kierunku na Miętkie linia moren wygina się ku północy, po czym skręca na wschód, przebiegając między Babiętami i Nawiadami, na wschód od jeziora Mokrego (w facji blokowej, 44) i w kierunku na południowe brzegi jeziora Śniardwy. Według mapy okolic jeziora Śniardwy (35) niewysokie wzgórze morenowe występuje pod Wydrynami, koło Niedźwiedziego Rogu, na Ostrowie w południowej części Śniardw i koło wsi Kwik, gdzie znajdują się duże nagromadzenia głazów. Na południe od tych wzniesień rozpoczynają się obszary piaszczyste Puszczy Piskiej, jednak w pasie od kilku do kilkunastu *km* szerokości w równą na ogół powierzchnię sandru wcięte są rynny jeziorne. Z drugiej strony sandr wsuwa się w przerwach między morenami w stronę następnego z kolei ich ciągu, co zaznacza się szczególnie na zachód od Szczytna w kierunku na Jedwabno i jezioro Sasek Wielki (Szoby), na północ od Kiejkut w kierunku na Dźwierzuty i wzdłuż zachodniego brzegu jeziora Śniardwy w kierunku na Mikołajki. Na południowo-wschodnim brzegu Śniardw powierzchnia sandru rozcięta jest szerokim obniżeniem w poziomie 117—120 *m*, przedłużającym się w



dolinę Pisy. Wyraźna, łukowato zarysowana krawędź o kilkunastu metrach wysokości oddziela wspomniane obniżenie od dalszego ciągu powierzchni sandrowej na terenie na południe od Orzysza. Wierzchołek owego stożka sandrowego tworzą niewysokie żwirowe wzniesienia Wzgórz Mazurskich (145,4 m) i Szwejzkowskich (142,2 m). Powierzchnia sandru jest płaska, żwirowo-piaszczysta i obniża się ku południowi ze średnim spadkiem 0,5—1<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, przechodząc w taras doliny Pisy. Sandr ciągnie się na wschód po okolice Elku, a ograniczają go od północy moreny czołowe nad jeziorami Orzyskim i Druglińskim, przecinające szosę Orzysz—Elk pomiędzy wsiami Renkusy i Talusy.

Następna linia postoju lodowca leży na przedłużeniu moren okolic Lubawy, Dylewa oraz Olsztynka, przebiegając na południe od jeziora Plusznego i Łańskiego przez Marąży (Lipowskie Góry 198 m), od których na wschód w Lasach Napiwodzkich rozpoczyna się u źródeł Omulwi wielki sandr kurpiowski. Pod Jedwabnem omawiana faza zaznacza się w postaci pięknych wałów morenowych, których wysokość względna przekracza 40 m, a stromość zboczy stwarza formy nader urozmaicone. Wzgórz zbudowane są z głazów oraz żwirów i zamykają od południa zagłębienie końcowe jeziora Świętajno (czyli Narty). W lasach położonych na południowy wschód rynny i zatorfione obniżenia pozwalają odcyfrować wierzchołek stożka sandrowego, sypiącego się z przerwy w ciągu morenowym na osi rynny Jeziora Brajnickiego. Dalej linia moren zakręca ku północy równolegle do opisanych poprzednio moren pierwszego łańcucha. Wzgórz żwirowe tej fazy występują koło wsi Grom (w połowie drogi pomiędzy Szczytnem i Pasymiem). Za przedłużenie ich uważamy piaszczysty wał wzdłuż zachodniego brzegu jeziora Sasek Wielki, wykazujący charakterystyczną kierunkowość rzeźby. Na powierzchni występuje tu gruby piasek ze żwirem, pod nim piasek gliniasty, piaszczysta glina i piasek. Sytuacja morfologiczna jest o tyle skomplikowana, że jezioro Sasek jest rynną południkową na innej osi ruchu lodowca, prostopadłej do przyjętej przez nas poprzednio jego krawędzi. Na południowych i wschodnich brzegach jeziora daje się odcyfrować wzgórz żwirowe, które ograniczają ten drugi jezior. Wydaje się, że szeroki, pobrużdżony wał na zachodnim brzegu Saska usypany został w szczybie międzylobowej.

Festony morenowe, które zataczają szerokie, równoległe luki na osi rynien jeziornych w górnym dorzeczu Łyny, zarysowują wysuwający się stale ku południowi jezior lodowcowy, który kończył się na linii Biskupiec—Szczytno. Można by go nazwać jeziorem górnej Łyny. Na wschód od linii Biskupiec—Szczytno moreny przybierają przebieg równoleżnikowy i, rzecz charakterystyczna, w okolicy wielkiej misy jeziora Śniardwy wcale się nie wyginają w kierunku południowym, jakby nie istniało owo szeroko znane z literatury geograficznej obniżenie „doliny mazurskiej“, mające mieć nawet predyspozycję tektoniczną. Ta domniemana predyspozycja tektoniczna w okolicy jeziora Śniardwy



w mechanice ruchu lodowca wcale się nie zaznacza. Otóż wracając do sytuacji nad jeziorem Szoby stwierdzamy, że tu właśnie wypada w drugiej fazie zlodowacenia pojeziernego granica między dwoma płatami lodu: górno-łyńskim i — powiedzmy — „środkowo-mazurskim“, a jezioro Sasek wytworzył już ten drugi prąd lodu przez wysunięcie małego języka w obniżenie między dwie strefy morenowe — starszą i młodszą.

Druga faza pojezierna zaznaczyła się podobnie jak faza pierwsza obfitą akumulacją piasków sandrowych. Piaski owe częściowo pokryły moreny pierwszej fazy. Wspomnieliśmy już o zarysowaniu się stożków sandrowych u źródeł Omulwi i na wschód od Jedwabna. Trzeci stożek zaczynał się u południowego końca jeziora Sasek Wielki, dając początek piaskom Lasów Karpielskich na zachód od Szczytna. Nie jest to jednak sandr typowy. Powierzchnia jego jest nierówna, a na przedłużeniu rynny jeziora Sasek występuje jak gdyby wał ozowy, choć jego budowy wewnętrznej z braku odkrywek nie udało się stwierdzić; na powierzchni można obserwować materiał piaszczysty z głazikami. Następne ku wschodowi obniżenie, przecinające pas moren pierwszej fazy a wypełnione piaskami sandrowymi drugiej fazy, zarysowuje się na południowy wschód od Dźwierzut. Wał morenowy, związany genetycznie z tym sandrem ciągnie się w kierunku północnym wzdłuż szosy od Dźwierzut na Kobulty. Tutaj samodzielność tej fazy zatracą się, ciąg morenowy razem ze zmianą kierunku przebiegu na wschodni zbliża się do moren młodszych, trzeciej fazy, ale dalej ku wschodowi można jeszcze odcyfrować przebieg drugiej fazy w postaci wzniesień w okolicach Rybna, na wschód od Piecków, w okolicach Jeziora Gardyńskiego, na północno-wschodnim brzegu Śniardw i w okolicach Orzysza, gdzie wiążą się z nią piaszczyste wały wzdłuż brzegów Jeziora Orzyskiego, mające charakter ozów. Dalszego przebiegu tych moren nie śledziłem.

Trzeci feston morenowy prawdopodobnie należy do tzw. głównej moreny bałtyckiej, stanowiącej charakterystyczną oś Pojezierza Pomorskiego. Na wschód od Wisły przedłużenie moren pomorskich ciągnie się od okolic Kwidzyna przez Zalewo na Morąg, zarysowując jezoro wiślański, ale od okolic Morąga moreny znów skręcają w kierunku południowo-wschodnim, powtarzając łukowaty zarys wspomnianego już jezora górnej Łyny. Przebiegają one pomiędzy Ostródą i Olsztynkiem z jednej strony, a Olsztynem z drugiej, tworząc dwa do trzech niezbyt zindywidualizowanych pasów. Jedna strefa morenowa zarysowuje się pod Gryźlinami, druga pomiędzy jeziorem Wulping i Stawigudą, gdzie formy są bardzo wyraźne, materiał zaś mieszany z przewagą żwirzastych piasków i glin. Przedłużenie tych dwu pasów morenowych przebiega przez Lasy Purdzkie na północ od Jeziora Łańskiego, przecina szosę z Olsztyna do Pasymia w okolicach jeziora Kośno i poprzez Pasym wzdłuż brzegów jeziora Kalwy kieruje się ku północnemu wschodowi. Cały obszar Lasów Purdzkich i Ramuckich rozpościera się na pagórkowatej po-



wierzchni piasków z głazami, których nie można uznać za obszar sandrowy, jak to jest zaznaczone na mapie Woldstedta (59). Wschodni koniec tego trzeciego (podwójnego) festonu jezora górnej Łyny przypada na południe od Biskupca, gdzie kierunek moren zmienia się na zachodnio-wschodni. Przebiegają one wyraźnym pasem na południe od szosy Biskupiec—Mrągowo, osiągając pod Kobałtami i Rudziskami kulminację 216 *m*, a pod Krzywem 206 *m* (tzw. Krzywe Góry), przy deniwelacjach od 50 do 60 *m*. Z fazą tą wiążą się rynny jezior Gielądzkiego i Sorkwickiego oraz piękna rynna mrągowska, zaczynająca się na północy koło Świętej Lipki i poprzez jeziora Kiersztanowskie, Juno i Czos sięgająca aż po bramę między morenami Krzywych Gór. Trzecią równoległą rynną stanowi jezioro Juksty, czwartą łańcuch Ryn—Tałty—Mikołajki. Wszystkie te rynny mają kierunek południkowy, z wyjątkiem ostatniej, która odchyła się lekko ku południowemu wschodowi. Ale ten równoleżnikowy ciąg moren czołowych, przebiegający wzdłuż północnego skraju Puszczy Piskiej, właśnie pod Mikołajkami odchyła się ku północnemu wschodowi tak, że na całej przestrzeni rynny układają się prostopadle do moren. Niewysokie, ale charakterystyczne żwirowe moreny zarysowują się po 2 *km* przerwie na południowych brzegach jeziora Łuknajno, które, jak widać na mapie okolic jeziora Śniardwy (35), stanowi płytkie zagłębienie końcowe. Tereny wybitnie żwirowo-kamieniste występują pod wsią Dziubiele. Góra Dąbrowa (157 *m*) jest rozległym, żwirowym stożkiem o muszlowatym zarysie. Dalej ku północnemu wschodowi teren jest silnie pagórkowaty, piętrząc się do 178 *m* wysokości. Pod Drozdowem linia kolejowa i szosa wyzyskują obniżenie międzymorenowe, ale pod Cierzpiętami zaznacza się następna elewacja o wysokości 162 *m*. Po stronie wewnętrznej tych moren występuje zagłębienie końcowe Bagien Nietlickich ze szczątkowym jeziorem Waż. Bagna te opierają się od wschodu o rynną jeziora Buwełno. Na jej przedłużeniu ku południowi w stronę jeziora Tyrkło ciągnie się ślad rynny o bardzo niewyrównanym profilu podłużnym z szeregiem progów i eworsyjnych kotłów. Strome piaszczysto-żwirowe zbocza o wysokości prawie 50 *m* tworzą tu krajobraz nieomal górzysty. Za tą rynną wzniesienia na północ od Góry dochodzą do 174 *m* i znów obniżają się w stronę bramy, wyzyskanej przez tor kolejowy z Giżycka do Orzysza. Materiał wszędzie jest żwirowy z licznymi głazami. Pomiędzy torem kolejowym a rynną z jeziorami Stoczek i Łaksduń zaznacza się następna elewacja pasa morenowego. Cały opisany łańcuch morenowy na północ od Śniardw tworzy bardzo wyraźny element krajobrazowy i jest granicą pomiędzy przeważnie gliniastymi terenami na północy i terenami piaszczystymi na południu. Ku wschodowi linia moren staje się jeszcze wyraźniejsza, a wysokości przekraczają w wielu punktach 180 *m*. Łańcuch ten ciągnie się przez Skomack w kierunku na północ od Ełku. Wysokość i masywność wałów morenowych, ich ciągłość na znacznej przestrzeni i fakt występowania wyraźnej różnicy kraj-



obrazowej po stronie zewnętrznej i wewnętrznej mówią, że jest to granica dwóch różnych stadiów zlodowacenia, co potwierdzałoby wydedukowaną na początku opisu łączność z głównymi morenami pomorskimi.

Na północ od opisanych moren przeważa krajobraz moreny pagórkowatej, a prześledzenie poszczególnych linii postoju lodowca jest trudniejsze.

Przez bezpośrednie okolice Olsztyna od Gietrzwałdu po Barczewo przebiega pas wzgórz, które można by uważać za czwarty łańcuch morenowy, pochodzący z recesji poprzedniego stadium. Dalej ku wschodowi występują one w okolicach Mrągowa i Mikołajek, po czym zlewają się z morenami fazy trzeciej. Do czwartej fazy należy m. in. wzgórze 212 *m* pod Uźrankami.

Nieco bardziej zindywidualizowany jest piąty feston morenowy, przebiegający na północ od Olsztyna przez okolice Dywit, na północ od Biskupca i Mrągowa w kierunku na Ryn. Na północ od Jeziora Gielądzkiego moreny tego pasa przekraczają 208 i 212 *m*, a koło Budzisk 202 *m*. Na wschód od Rynu linia moren rozdwa się. Formy krajobrazowe są bardzo charakterystyczne, jak np. przy szosie do Giżycka pomiędzy wsiami Trosy i Skop, gdzie piękny, stromy i zalesiony wał o wysokości 183 *m* wznosi się niemal bezpośrednio z równiny, położonej w poziomie ok. 60 *m* niższym. Żwiry i glazy tego wzgórz były eksploatowane w odkrywce nieopodal szosy, gdzie można się zapoznać z budową typowej moreny czołowej. Parę *km* na północ od szosy wysokość moren dochodzi do 193 *m* (Góra Zamkowa). Zewnętrzna linia moren skierowana jest na południowy wschód ku Prażmowu nad jeziorem Jagodnem, wewnętrzna ciągnie się na przestrzeni kilku *km* wzdłuż szosy do Giżycka i przecina ją dopiero pomiędzy Szczybałami i Wilkasami, gdzie wysokość wzgórz dochodzi do 166,4 *m* i układają się one w trzy regularne, równoległe łuki. Materiał wzgórz jest drobniejszy niż pod Trosami, a częściowo nawet piaszczysty. Ta linia moren obrzeża od zachodu misę jeziora Niegocin, przecina południowo-zachodnie jego zwięźnienie pod Bogaczewem i znajduje swoje przedłużenie po 2 *km* przerwie na drugim brzegu jeziora za Rydzewem. Zarówno łuk „troski“ jak i „szczybalski“ przebiegają dalej równoległe w parokilometrowej odległości w kierunku na Paprotki. Znajdujemy je na północ i na południe od tej wsi w postaci nieregularnych kopic żwirowych, nasadzonych na falistą lub pagórkowatą powierzchnię moreny dennej. Okazalsze są moreny na południe od Paprotek, dochodzące do 164 *m* wysokości. Ku wschodowi w stronę rynny jeziora Buwełno moreny obniżają się. Wydaje się, że „Góry Paproteckie“ znajdują swoją kontynuację we wsi Konopki Wielkie i pod Talkami, natomiast ich strefa bardziej wewnętrzna kieruje się na wieś Miłki, a następnie skręca na północ w kierunku na Staświn i dalej na Kozuchy Wielkie oraz Spytkowo, otaczając w ten sposób jezioro Niegocin od wschodu. Trzeci, najbardziej wewnętrzny i najslabiej wyrażony łuk morenowy obrzeża bezpośrednio Jezioro Niegocińskie lesistym wałem od



Wilkasów po Strzelce na brzegu zachodnim oraz pod Rudą i Grajwem na brzegu wschodnim.

Szósta linia postoju lodowca zarysowuje się na południe od Dobrego Miasta i Jezioran, Jeziora Luterskiego oraz Legińskiego, osiągając w szeregu punktów ponad 200 m wysokości (maks. 221 m). Skład moren jest różnorodny, obok nagromadzeń głazów występują wzgórza piaszczysto-żwirowe i wały gliniaste. Dalej ku wschodowi linia ta ciągnie się przez okolice Pilca i Świętej Lipki i przechodząc na południe od Kętrzyna przecina szosę i linię kolejową Kętrzyn—Giżycko w okolicach Martyjanów oraz Pohybla, przechodzi na północ od jeziora Dejguny, rozdzielając się tutaj na dwa festony, z których jeden skręca na południe, obejmuje południową część Mamrów (jezioro Kisajno) i podwójnym wałem towarzyszy Tajtom wzdłuż ich północnego i południowego brzegu, a dalej przez teren byłej twierdzy pomiędzy Niegocinem i Kisajnem kieruje się na Giżycko i biegnie wzdłuż szosy na Węgorzewo do wsi Spytkowo. Drugi feston przebiega wzdłuż południowych brzegów jeziora Doby na przesmyk między Dobami i Kisajnem, przecina miśę Mamrów, zaznaczając się pływizną na dnie jeziora, tworzy szereg wzgórz na wschodnim brzegu Darginu i przez Pieczarki kieruje się na wschód na Wyłudki i Kruklanki, skąd wygina się wielkim łukiem ku południowemu wschodowi, obejmując misy jezior Wydmiańskiego i Gawlika.

Biorąc za punkt wyjścia rozróżniania stref morenowych w dalszym ciągu ich układ na południku Olsztyna, za siódmą fazę pojezierną uznamy strefę morenową, przebiegającą na południe od Ornety łukiem na Pietraszewo i poprzez dolinę Łyny dalej na wschód. Należą tu moreny, położone na północ od Kochanówki, Żegot, Franknowa, jeziora Lutry oraz w formie mniej wyraźnej na południe od Reszla i pod Kętrzynem. Na północny wschód od Kętrzyna niezbyt typowe wzgórza morenowe zyskują na wysokości i rozdzielają się na kilka pasów, z których jeden kieruje się na północ na Srokowo i Jezioro Rydzewskie, a następnie wzdłuż doliny Węgorapy ku północnemu wschodowi, przecinając je pomiędzy Darkiejmami a Gąbinem (już na terenie Z S R R). Ten pas morenowy zbudowany jest przeważnie z gliny zwałowej, wśród której tylko gdzieś występują soczewki żwirów. W związku z tym formy krajobrazowe są bardzo specyficzne: tworzą je wydłużone wały o zboczach niezbyt stromych, niekiedy asymetrycznych, jak np. wał położony na wschód od Srokowa o wysokości 157 m, przecięty dużą serpentyną szosy (Diabla Góra). Wzgórze to posiada stoki zachodnie (wewnętrzne) bardziej strome, niż stoki wschodnie (zewewnętrzne). Cały ten ciąg moren na przestrzeni od Ornety po Srokowo stanowi północną granicę krajobrazową strefy pojeziernej i ograniczony jest po swej stronie zewnętrznej strefą obniżień. Dalej ku północy na Wzniesieniach Górowskich można jeszcze wskazać bardzo wyraźne młode linie postoju lodowca, ale jeziora są bardzo nieliczne. Zanim jednak przejdziemy do rozpatrzenia tych młodszych faz, omówimy wschodnie odgałęzienie poprzedniej



strefy Orneta—Kętrzyn. Otóż wyraźny pas kamienisty, zaznaczony na pruskich mapach geologicznych, przebiega na zachodnim brzegu Mamrów przez Radzieje i można przypuszczać, że zwięźenie między basenem właściwych Mamrów i Świętajna a jeziorem Dargin, aczkolwiek pozbawione wyraźnych moren, predysponowane jest linią postoju czoła lodowca pomiędzy dwoma zagłębieniami końcowymi (Doby-Dargin na południu, Mamry-Swiętajno na północy). Strefa ta przebiega dalej na wschód w formie wyraźnego wału morenowego w kierunku na Kutry. Druga potężna strefa morenowa zarysowuje się na wschód od Węgorzewa wzdłuż północnych brzegów jeziora Świętajno i Stręgiel, zyskując na wysokości i szerokości w okolicy Piłaków i Grodziska, gdzie krajobraz staje się nieomal górzysty, wysokości bezwzględne dochodzą do 219 *m*, a względne prawie do 90 *m*. Są to tzw. Góry Piłackie, zbudowane ze żwirów i nagromadzeń wielkich bloków. Ta strefa morenowa ciągnie się na wschód wzdłuż lewego brzegu Gołdapi, po czym pod Kalniszkami skręca na północ, przerzucając się na prawy brzeg tej rzeki i pasem szerokości do 10 *km* ciągnie się wzdłuż Gołdapi ku północnemu wschodowi w kierunku Puszczy Rominckiej. Strefa ta tworzy krajobraz silnie pagórkowaty, zbudowany przeważnie ze żwirów, a miejscami również z nagromadzeń głazów.

Do pasa pojeziernego niejako doczepiony jest ósmy feston morenowy, który można by nazwać lidzbarskim. Zaznacza się on na północ od Ornety w formie niezbyt wielkich pagórków żwirowych, otoczonych jednak od południa pasem sandru, wypełniającego obniżenie doliny Drwęcy (dopływu Paśłeki). Moreny tego pasa zyskują na wyrazistości w okolicach Babiaka i Runowa, gdzie wyginają się łukiem ku południowi, przecinając dolinę Łyny pod Łaniewem. Stanowią one tutaj wyraźną granicę krajobrazową między obszarem zalesionych piasków sandrowych na południowym zachodzie a gliniastą moreną denną na północnym wschodzie. Sandr wsuwa się wzdłuż doliny Łyny na południe, tworząc poziom tarasowy o wysokości od kilkunastu do dwudziestu metrów. Na wschód od doliny Łyny wysokość moren czołowych wzrasta, krajobraz staje się wybitnie pagórkowaty, a w jego kształtowaniu się brała udział nie tylko akumulacja u czoła lodowca, bowiem pod Lidzbarskiem znajdujemy wyprasowane białe piaski kwarcowe z węglem brunatnym, zaliczane do miocenu. Strome wzgórza morenowe piętrzą się tutaj do 60 *m* ponad dno doliny Łyny, a do 120 *m* ponad poziom morza. Na północ od Lidzbarsku na lewym brzegu Łyny leżą na morenie tłuste łąki, znaczące ślad jeziorzyska w zagłębieniu końcowym jeziora lidzbarskiego. Ponieważ leżą one na wysokości względnej trzydziestu kilku metrów, liczba ta daje miarę erozji wgłębnej od czasu ustąpienia lodowca. Na wschód od Lidzbarsku omawiana strefa morenowa stopniowo zanika, ale za pokrytą łąkami Niziną Sępopolską, jako przedłużenie moren lidzbarskich można uznać niewysokie wzgórza żwirowe w okolicy Barcian, a następnie krajobraz



morenowy okolic Nordenborka. Poza granicami państwa odpowiednikiem byłoby pasmo wzniesień, ciągnące się pomiędzy Wystruciem i Gąbinem.

Wreszcie najmłodszą, dziewiątą fazę zlodowacenia tworzą na omawianym obszarze piękne, koncentryczne łuki morenowe, występujące na Wyżynie Górowskiej. Dają się tu wyróżnić trzy pasy moren, oddalone od siebie o 1—3 km i zwrócone stroną wypukłą ku południowemu wschodowi. Najbardziej zewnętrzny z nich, położony na wschód od Dzikowa Haweckiego, zbudowany jest przeważnie z tłustej gliny i osiąga kulminacje: 203 m, 211 m oraz 193 m przy wysokościach względnych 40—60 m. Drugi łańcuch morenowy przebiega tuż na zachód od Dzikowa i na północ od Kandyt, wykazując kulminacje: 203 m, 203 m i 216 m (zalesiona Góra Zamkowa); trzeci — najbardziej północny i najmniej wyraźny, nie przekracza 190 m wysokości. Przebieg moren wskazuje, że zostały one osadzone raczej przez jeziora lodowcowe Zatoki Gdańskiej a nie jeziora środkowo-pruski (czy środkowo-mazurski), jak przypuszczał

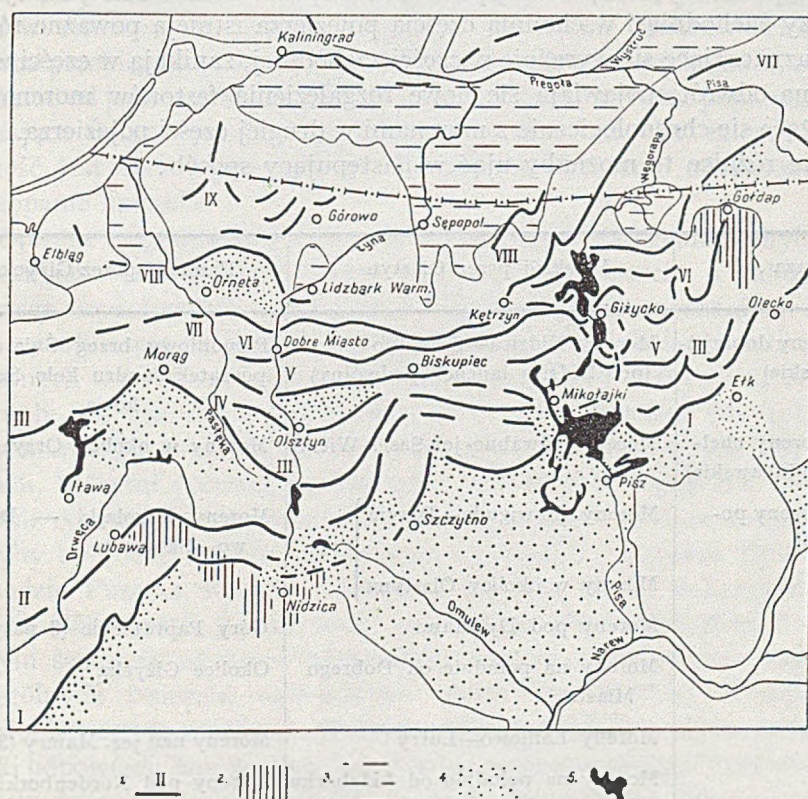


Fig. 45

Fazy zlodowacenia. 1 : 2 000 000

1. Opisane ciągi morenowe najmłodszego zlodowacenia; 2. Predysponowane garby terenowe;
3. Ślady zastoisk; 4. Sandry; 5. Większe jeziora.



Kraus (45). Czy istnieją odpowiedniki moren górskich od północnego wschodu, trudno powiedzieć, ponieważ chodzi tu o obszar, położony poza granicami państwa, a literatura naukowa niemiecka bliższych wskazówek nie daje. Odpowiednika na zachodzie należy szukać we Wzgórzach Elbląskich.

Hoffmann (25) w swoim szkicu morfologicznym Pojezierza Mazurskiego wyróżnił 5 ciągów morenowych, tylko częściowo pokrywających się z opisanymi. Za pierwszy uważa on wzgórze, położone całkowicie wśród piasków sandrowych i rozciągające się na ogół na zewnątrz od granicy zasięgu jezior. Drugi jego ciąg odpowiadałby naszemu pierwszemu (moreny pod Szczytnem) i częściowo drugiemu (moreny pod Jedwabnem). Trzeci i czwarty ciąg traktowane są mniej więcej podobnie, naszego piątego i szóstego Hoffmann nie wyodrębnia, a jego piąty odpowiada mniej więcej naszemu siódmemu.

Rozpatrzyliśmy kolejność faz zlodowacenia na Pojezierzu Mazurskim, biorąc za punkt wyjścia przekrój południkowy przez okolice Olsztyna. Jednak pomiędzy zachodnią i wschodnią częścią pojezierza istnieją poważne różnice. Fazy, zaznaczające się wyraźnie w części zachodniej, zanikają w części wschodniej i na odwrót, pojawiają się nowe rozgałęzienia festonów morenowych, nie wiążące się chronologicznie z morenami w drugiej części pojezierza. Tabe- larycznie różnice te możnaby ująć w następujący sposób:

Faza	Przekrój przez Olsztyn	Przekrój przez Giżycko
I (moreny dobrzyńskie)	Moreny Nidzica—Szczytno (pod Nidzicą łańcuch podwójny)	Południowy brzeg Śniardw— początek sandru koło Szej- kowa
II (moreny chełmińsko-lubawskie)	Moreny Jedwabno-jez. Sasek Wielki	Moreny w okolicy Orzysza
III (moreny pomorskie)	Moreny Stawiguda—Pasym	Moreny Mikołajki — Drozdo- wo—Skomack
IV	Moreny w okolicy Olsztyna	
	Moreny pod Dywitami	Góry Paproteckie (3 pasy)
	Moreny na południe od Dobrego Miasta	Okolice Giżycka
VII	Moreny Łaniewo—Lutry	Moreny nad jez. Mamry (3 pasy)
VIII	Moreny na południe od Lidzbarku Warmijskiego	Moreny pod Nordenborkiem
	Moreny górskie (3 pasy)	—
Ilość pojedynczych asów:	12	11



Odległość między tymi dwoma przekrojami wynosi ok. 100 *km*. Jeżeli przesunąć się ku wschodowi poza Krukłanki i Wydminy po dolinę Ełku, to wkracza się na obszar o bardzo zakłóconej morfologii, gdzie poszczególnych łańcuchów morenowych prawie niesposób odróżnić. Takim terenem jest cała przestrzeń Puszczy Boreckiej i Wzgórz Szeskich. Można jedynie stwierdzić, że jest to odpowiednik faz III—VII, czyli całej strefy głównego stadium bałtyckiego, odpowiadającego morenom pomorskim. Najpiękniejsze na całym Pojezierzu Mazurskim moreny czołowe Góry Szeskiej, Tatarskiej i Gołdapskiej analogicznie do mniej typowo wyrażonej kulminacji Góry Dylewskiej na zachodzie leżą w miejscu zetknięcia się 2 lobów lodowcowych, nie są jednak synchroniczne, bo Wzgórze Dylewskie przypadają na strefę morenową chełmińsko-lubawską. Przebieg moren czołowych, wysuwających się festonami ku południowi, wskazuje na predyspozycję zagłębienia górnej Łyny oraz predyspozycję Wzniesień Dylewskich i Szeskich, „opływanych” niejako przez formy marginalne. Pewna predyspozycja wielkich jezior zaznacza się tylko w otoczeniu Mamrów i Niegocina. W rejonie Śniardw linie postoju lodowca przebiegają prostolinijnie w kierunku północno-wschodnim, a wzgórze na północ od jeziora oraz Góry Paproteckie stanowią wyraźne poprzeczne rygle, odcinające Śniardwy od grupy jezior w okolicy Giżycka, między którymi łączność jest raczej przypadkowa i częściowo sztucznie odtworzona przez przekopanie kanałów.

Opisane ciągi morenowe dają się odcyfrować z map geologicznych i topograficznych. Ich przebieg został powiązany w oparciu o założenie stopniowego wycofywania się lodowca. Körnke (38) mechanizm ostatecznego wycofywania się lodu wyjaśnia zróżnicowaniem obszarów wzniesionych, położonych w strefie zetknięcia jeziorów, oraz obniżień, którymi się owe jezory posuwały. W okresie recesji lodowca „w cieniu” wzniesień tworzyły się obszary martwego lodu, dające topografię nieregularną, podczas gdy w obniżeniach, którymi posuwał się lód żywy, powstawała topografia kierunkowa z ozami, rynnami i drumlinami. Na naszym obszarze strefami martwego lodu miałyby być na zachodzie Wzniesienia Górowskie i Wzgórze Dylewskie, na wschodzie Puszcza Borecka i Wzgórze Szeskie, na co wskazywał również Kraus (45). Jeżeli jednak wziąć pod uwagę również możliwość oscylacji, o czym świadczy istnienie interstadiału mazurskiego, kształtowanie się poszczególnych festonów morenowych mogło być bardziej skomplikowane. W związku z tym można przytoczyć uwagę Körnkego, że interstadiał mazurski odpowiada linii postoju lodowca tuż na północ od linii Wystrucia wzdłuż Pregoly, która w tym czasie była osią doliny marginalnej. Młodsze nasunięcie się lodowca wypełniło Nizinę Sępopolską i wtargnęło na pojezierze. Sądząc po rozmieszczeniu osadów interstadialnych, opisanych pod Krukłankami i w Puszczy Boreckiej, można przypuścić, że oscylacja objęła już VI lub VII fazę według podanego poprzednio schematu.



## ZASTOISKA

Odptyw wód sprzed czoła lodowca mógł odbywać się swobodnie w kierunku południowym podczas I i II fazy zlodowacenia. Wówczas powstała wielka równina sandrowa na południe od Szczytna i Pisz, a garb lubawsko-nidzicki został rozcięty dolinami poprzecznymi, dzisiaj częściowo martwymi. W następnych fazach swobodny odptyw był utrudniony przez istniejące już wzniesienia morenowe, ale umożliwiały go liczne poprzeczne rynny, a w szerszych obniżeniach mogły się wytwarzać bądź to małe powierzchnie sandrowe, bądź to rozlewiska jezior. Takie małe powierzchnie sandrowe występują miejscami w okolicach Olsztyna, Ostródy i Iławy, ale na wschód od Olsztyna mamy raczej ślady jezior.

Szczególnie zagadkowo przedstawiają się ily jeziorne na garbie wschodnio-mazurskim. Leżą one w wielu miejscach na morenie dennej w poziomie do 275 a nawet 285 m i to nie w zagłębieniach, a na wzniesieniach. Kraus (45) przypuszczał, że ily te osadziły się w wytopionych miejscach wśród martwego lodu. Zagadnienie tych iłw wiąże się jednak z zagadnieniem interstadiału mazurskiego, opisanego przez Hess von Wichdorfa (24). Jako utwory interstadialne opisał on pod Krukłankami i Orłowem ily i margle jeziorne z fauną subarktyczną (gatunki *Pisidium*, *Planorbis*, *Limnea*) oraz torf, pokryte bądź to gliną zwałową o 2—3 m miąższości, bądź to warstwą żwiru (pod Krukłankami). Hess von Wichdorf sądził początkowo, że osady z fauną i florą wytworzyły się w czasie, kiedy lodowiec oscylował jeszcze na pojezierzu, ale w innym miejscu cytowanej pracy (str. 345) pisze, że czoło lodu musiało być znacznie dalej na północy. Taką interpretację podał również Kraus, a później Körnke, jak to już było cytowane. Występowanie interstadiału na całym obszarze wschodnio-mazurskim w zupełnie różnych poziomach wskazuje, że nie mogło wówczas istnieć jakieś jedno wielkie jeziorzysko, ale powstały różne zbiorniki lokalne. Znaczne wzniesienie osadów Kraus tłumaczy późniejszymi ruchami tektonicznymi. Wystarczyłaby jednak może interpretacja przez przyjęcie dyslokacji, spowodowanych nasuwającym się lodowcem.

Odrębny problem stanowi szeroko dyskutowana w literaturze niemieckiej hipoteza wielkiego jeziora zaporowego Pramamrów, postawiona przez geologów, kartujących okolice Giżycka i Węgorzewa pod koniec ubiegłego stulecia. Domniemane falezy jeziorne były rysowane na wszystkich niemal arkuszach mapy geologicznej w skali 1: 25 000 z terenu Pojezierza Mazurskiego oraz na pięknej przeglądowej mapce okolic Mamrów w skali 1: 100 000 (10). Pramamry powstać miały wówczas, gdy lodowiec stacjonował w okolicach Węgorzewa.

Hipotezę tą podjął ponownie Hess von Wichdorf (24) a później Quednau (54), którzy zastanawiając się nad ograniczeniem spiętrzonego do 132 m



n. p. m. zbiornika wodnego (co przyjmowano jako fakt nie podlegający dyskusji) doszli do wniosku, że bariera lodowa powinna istnieć również od południa, a Pramamry powstały w wielkiej „dziurze“ w lodowcu. Wniosek ten, nie oparty o zaobserwowane fakty geologicznej i morfologicznej natury a fizycznie mało prawdopodobny, nie zasługuje nawet na bliższe omawianie. Problem prajezior został krytycznie oświetlony w pracy Krausa (45, str. 640 do 654), wobec czego nie ma celu powtarzać wszystkich jego argumentów przeciwko takiej koncepcji. Kraus wykazał, że ani hipoteza zatamowania odpływu przez lodowiec, ani hipoteza zatamowania przez pakiety martwego lodu, ani hipoteza „dziur w lodzie“ nie dają się utrzymać. Kraus nie zakwestionował jednak istnienia wysokich tarasów, ponieważ potrzebne mu one były jako dowód dla uzasadnienia głównej jego tezy, tj. przyjęcia ruchów tektonicznych typu orogenicznego. Przyjmując całą stronę krytyczną jego wywodów nie można przyjąć strony pozytywnej, ponieważ sama podstawa dowodzenia — istnienie wszędzie wysokich tarasów jeziornych — jest zupełnie wątpliwa. Istnienie wysokich tarasów zakwestionował zresztą po kilkunastu latach jeden z autorów tej koncepcji P. G. Krause (42), a również autopsja Galona z roku 1935 (15) oraz powojenne obserwacje autora nie potwierdzają ich istnienia. Galon uważa także, że fauna jeziorna, opisana przez Hess von Wichdorfa koło Jeziorowskiego, nie pochodzi z późnolodowcowego zastoiska Pramamrów, ale jest tym samym interstadialem, który jest znany z szeregu innych punktów, a w Jeziorowskim został lokalnie odsłonięty przez abrazję jeziorną.

Przegląd otoczenia wielkich jezior rozpoczniemy od południa (fig. 46). W otoczeniu jeziora Śniardwy ślady wyższego położenia zwierciadła wody są niewątpliwe. Podmokłe lub torfiaste obszary leżą na wysokości 116—119 m, czyli od 1 do 4 m ponad poziom jeziora, towarzysząc prawie wszędzie jego brzegom. Wysokie brzegi występują tylko w niewielu punktach: na północy pod Dziubielami (20 m), na wschodzie pod Nowymi Gutami i Kwikiem oraz na wyspach. Szeroki obszar nizinny łączy się z misą jeziora na południowym wschodzie za pośrednictwem „bram“ pod Nowymi Gutami i Kwikiem oraz na przedłużeniu jeziora (zatoki) Seksty. Nizinę tę ograniczają od wschodu i częściowo od zachodu wyraźne krawędzie o dosyć wyrównanym przebiegu. W dnie niziny tkwią zagłębienia jezior Roś, Głębowo i Kociołek. Usytuowanie tych jezior wśród podmokłych łąk i ograniczenie całego obszaru regularnymi krawędziami o wysokości kilkunastu m, przemawiają za uznaniem całej niziny za dawne dno jeziora, którego relikdami są jeziora dzisiejsze i które łączyło się ze Śniardwami. Fakty morfologiczne są tak oczywiste, że całą tę nizinę można uznać za „taras“ jeziora Śniardwy. Na tej powierzchni sterczą jednak kępy wyższe w poziomie ok. 120 m, które można by uznać za ślady wyższego tarasu, kiedy spiętrzenie wody wynosiło ok. 5 m ponad poziom dzisiejszy, a które mogły się wynurzyć przy spiętrzeniu wody do 3—4 m.



Pod wsiami Łysonie i Rostki suchsze kępy leżą na wprost wylotów dolinek potoków, spływających ze stożka sandrowego na wschodzie, a ich zarys na mapie wskazuje wyraźnie, że są to delty tych potoków, osadzone na dnie jeziora. Ku południowi nizina zwęża się i przechodzi w dolinę Pisy, mającą początkowo ok. 5 km szerokości, ale dalej zwężającą się do 1 km. Obszary nizinne przedłużają się również w kierunku północnym w poprzek pasa morenowego. Poza rynną jeziora Mikołajki bezpośrednie powiązania występują w martwej dolinie pomiędzy wsiami Zastrużne i Drozdowo oraz poprzez misę jeziora Łuknajno. Połączenia te wiążą jezioro Śniardwy z zagłębieniami końcowymi, ciągnącymi się pomiędzy strefami morenowymi III, IV i V. Są to zagłębienia: Łuknajno-Tałtowisko oraz zagłębienie Bagien Nietlickich, powstałe na miejscu dużego jeziora, którego śladem są złoża kredy jeziornej i torfów, o czym mówi Srokowski (55), powołując się na literaturę specjalną. Poziom tych nizin odpowiada wysokością opisanemu dolnemu tarasowi Śniardw, znajdujemy tu jednak ślady tarasu wyższego w poziomie ok. 124 m czyli do 8 m ponad dzisiejsze zwierciadło jezior. Oprócz wymienionych powiązań Śniardwy musiały się kiedyś łączyć z zagłębieniem Jeziora Orzyskiego na wschodzie a poprzez Beldan z Jeziorem Gardyńskim na zachodzie. Można przypuścić, że wyższy poziom wód wiązał się z okresem postoju i recesji lodowca skandynawskiego, a wielkie, spiętrzone prajezioro odprowadzało wówczas wody szeroką pradoliną Pisy. Dla wyjaśnienia istniejących form terenu wystarczy przyjąć poziom wód wyższy o 5—8 m od dzisiejszego.

Zagłębienia Łuknajno-Tałtowisko oraz Bagna Nietlickie łączą się z trzecim zagłębieniem, położonym pośrodku, ale nieco dalej ku północy. Leżą w nim jeziora szczytkowe Szymońskie i Górkło oraz duże bagno Łajty (Hajtus) o powierzchni ok. 11 km<sup>2</sup> (Bagna Nietlickie mają ok. 20 km<sup>2</sup>). Zarys bagna jest okrągławy a dawna linia brzegowa dosyć wyraźna. Można tu również wyróżnić poziom niższy w pobliżu Jeziora Szymońskiego na wysokości ok. 118 m i wyższy, oddzielony od poprzedniego zalesionym garbem morenowym i sięgający po Ryn i szosę do Giżycka na wysokości ok. 124 m.

Odrębne zagłębienie stanowi jezioro Niegocin (37). Z zagłębieniami opisanymi poprzednio łączy się ono poprzez rynnę jeziora Jagodnego, której po obu brzegach towarzyszą ślady wyższego tarasu. Jezioro to ma szerokość od 0,5 do 1,5 km a całe poprzeczne obniżenie w morenach strefy V dochodzi do 3 km szerokości, zwężając się najsilniej u wylotu z misy Niegocina pomiędzy Rydzewem i Bogaczewem, gdzie odgałęzia się zatoka Sajty (zwana też Jeziorem Bocznym). Tutaj oraz pod Jagodnem wyższy taras jeziorny jest morfologicznie najlepiej wyrażony, ponieważ ograniczają go krawędzie zarówno od strony wzniesień morenowych jak i od strony jeziora. Wieś Rydzewo leży na takim piaszczystym poziomie o wysokości od 6 do 8 m. Posiada on 600—800 m szerokości i zakończony jest od SE wyraźną prostolinijną krawędzią. Powyżej tej krawędzi występują zwirowe kopce strefy czołowo-morenowej.



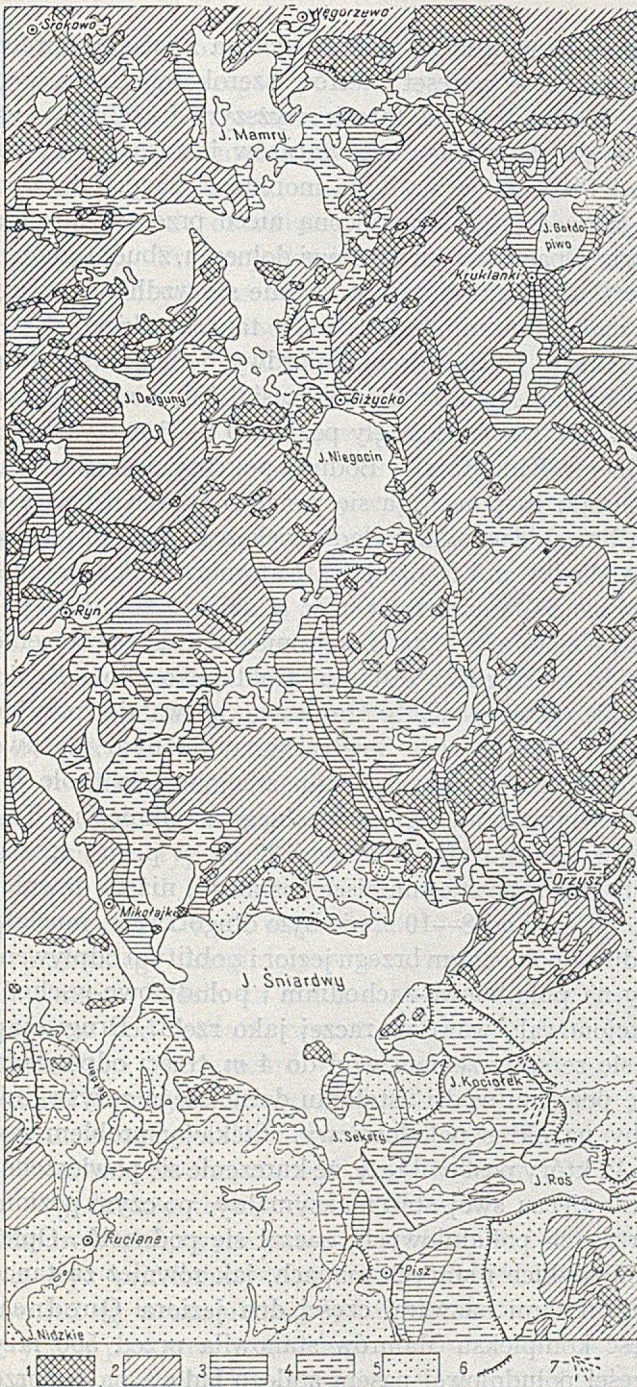


Fig. 46

Wielkie jeziora mazurskie. 1: 400 000

1. Moreny czołowe; 2. Morena denna; 3. Starsze tarasy jeziorne; 4. Młodsze tarasy jeziorne; 5. Sandry; 6. Krawędzie erozyjne i falezy; 7. Stożki napływowe.

Położona na południowym brzegu Niegocina w analogicznym poziomie zrównana powierzchnia morenowa nie posiada już tak wyraźnych cech formy tarasowej. Wyraźniejszy taras pojawia się u południowo-wschodniego końca jeziora w analogicznej sytuacji jak pod Rydzewem, tzn. w miejscu odgałęzienia bocznej rynny, której początkiem jest jezioro (zatoka) Miałek Wielki. Wyższy taras na wschodnim brzegu tej zatoki ma 200—300 m szerokości i zbudowany jest z materiału piaszczysto-żwirowego, zawierającego pokruszone skorupki mięczaków. Od wschodu ogranicza go zatarta krawędź, zbudowana z brunatnej gliny. Poza tym taras wyższy występuje tylko na północnym brzegu Niegocina pod Wilkasami i Giżykiem. Taras niższy jest wyrażony jeszcze słabiej. Nieco większe przestrzenie zajmuje pod Giżykiem, Strzelcami i na południowo-wschodnim brzegu jeziora.



Dwie bramy w ciągu morenowym łączą misę Niegocina z misą Mamrów. Jedna pod Wilkasami ma zaledwie paręset metrów szerokości, druga pod Giżyckiem przeszło 1 km. Miasto leży na tarasie wyższym i częściowo na stokach wzniesień morenowych. Wyraźne ślady tarasów jeziornych występują pomiędzy Giżyckiem i Pierkunowem. Kępa morenowa na południe od Pierkunowa podcięta jest krawędzią, zniekształconą nieco przez urządzenia byłego niemieckiego lotniska. Opada ona ku tarasowi dolnemu, zbudowanemu z piasku i żwiru. Wyraźny ślad tarasu wyższego ciągnie się wzdłuż drogi do Giżycka. Ogólnie biorąc, nad Mamrami brak śladów tak szerokiego rozlewiska wodnego, jakie znaleźliśmy nad jeziorem Śniardwy, jednak wszystkie małe jeziora na wschodnim brzegu Mamrów kiedyś musiały się z nimi łączyć (Wojsak, Tryd, Dgał, Warniak, Harsze). Rozległy poziom o 2—3 m wysokości względnej pomiędzy Darginem, Kirsajtami i Bodmą pokryty jest ilastymi osadami jeziornymi. Niskie łąki rozpościerają się ponadto koło Kil i na południe od Węgorzewa, a na brzegu zachodnim ślady większego zasięgu jeziora znajdujemy koło Kamionka Wielkiego i Radziejów. Natomiast, jak się zdaje, jezioro Dejguny nie łączyło się z Mamrami, tworząc oddzielny zbiornik, połączony z jeziorami Iławki i Wersminia. Mogło natomiast istnieć połączenie na wschód poprzez Świętajno i Stręgiel z jeziorem Gołdopiwo około Krukalanek. W każdym razie niewątpliwe ślady tarasowe pozwalają przyjąć maksymalne spiętrzenie wód o 8 do 10 m. Spiętrzenie takie było możliwe tylko wtedy, gdy od północy i północnego zachodu stacjonowało czoło lodowca, ponieważ w tym kierunku brak jest naturalnego zamknięcia. Tak więc, odrzucając koncepcję wysokiego tarasu 16 m (132 m n. p. m.) trzeba przyjąć, że Pramamry posiadały znacznie mniejsze rozmiary, niż to dawniej sądzono, przy czym spiętrzenie wód od 8—10 m nie było długotrwałe, musiało być związane z postojem lodu na północnym brzegu jezior i z obfitym odpływem na południe tak, że bramy na południowo-zachodnim i południowo-wschodnim końcu Niegocina funkcjonowały wówczas raczej jako rzeki. Drugi etap w historii jezior wiązałby się ze spiętrzeniem wód do 4 m, trzeci odpowiada stopniowemu obniżaniu się poziomu wód i ustalaniu dzisiejszego zarysu linii brzegowej, co przypadałoby na okres polodowcowy. Ciekawy problem poruszył jednak Quednau (54), który postawił tezę, że kurczenie się powierzchni Mamrów osiągnęło w średniowieczu swój stan maksymalny, po czym poziom wody (przynajmniej na brzegach południowych) zaczął się podnosić. Opierając się na zapiskach kronikarskich i starych mapach, jak również zastanawiając się nad starymi mazurskimi nazwami części dna jeziora Quednau twierdził, że północna część kompleksu Mamrów stanowiła przed 500 laty zbiornik, oddzielony od części południowej pasem stałego lądu a na jeziorze istniał szereg wysp, których dziś już nie ma, zaś na ich miejscu powstały płycizny, noszące takie nazwy jak Grabówka, Dębówka itp. Natomiast zasięg jeziora ku północy miał być nieco większy. Z tego Quednau wypro-



wadził wniosek o podnoszeniu się północnych brzegów jeziora Mamry w stosunku do jego brzegów południowych, które zostały zalane. Obliczył nawet, że to względne wypiętrzenie wyniosło w ciągu 500 lat dwa metry, czyli średnio 4 mm rocznie. Wniosek ten jest może zbyt daleko idący jeśli chodzi o liczbę i podany okres czasu, ale podane przez Quednau dowody, których tu szczegółowo nie omawiamy, każą wziąć pod uwagę możliwość takiego ruchu pionowego. Przy tej okazji warto zwrócić uwagę na znamieny fakt, pozostawiony dotychczas bez komentarza, że przy niewątpliwym istnieniu dwóch niskich tarasów jeziornych zarówno w basenie Mamrów jak i Śniardw, ich wysokości względne i bezwzględne nie są jednakowe, choć istnieje łączność obydwu zbiorników i tarasy jeziorne powinny wobec tego układać się na tej samej wysokości. Tymczasem wysokość tarasów jeziornych zmniejsza się w kierunku południowym o 2—4 m, przy czym silniej obniża się taras wyższy, słabiej dolny. Wreszcie w dolinie Pisy taras górny ku południowi chowa się pod aluwia tarasu zalewowego i obniża się znacznie wysokość poziomu sandrowego. Wskazywałoby to na względne wypiętrzenie północnej części dorzecza Pisy — górnej Węgorapy lub obniżenie dorzecza Pisy w stosunku do dorzecza górnej Węgorapy. Problem omówionych poziomów wymaga szczegółowego zbadania przy zastosowaniu metod geochronologicznych.

Przechodzimy do omówienia następnego zagadnienia, jakie przedstawiają „iły pokrywające“ na Nizinie Sępopolskiej i dalej na północ nad Pregołą. Są to tłuste, czerwone iły miąższości 1—2 m, pozbawione głązów, lub też zastępujący je niekiedy piasek, które leżą na morenie dennej. Uważane one były za typowy osad zastoiskowy, jednak przed 20-tu mniej więcej laty Gagel (12) i Körnke (38, 40) wyrazili wątpliwość co do ich limnicznego pochodzenia. Gagel wypowiedział pogląd, że iły te są lokalną moreną, złożoną z permskiego marglu „purmaleńskiego“, a rzeźba niziny ma charakter subglacjalny. Teoria ta nie jest zbyt przekonująca. Utwory permskie leżą przecież pod osadami czwartorzędowymi, więc jakim sposobem mogłyby się znaleźć na powierzchni w postaci najmłodszej moreny, w dodatku pozbawionej domieszki materiału nordycznego. Rzecz jasna, że rzeźba niziny powstała subglacjalnie, a iły i piaski osadziły się w zagłębieniach, podczas gdy wzniesienia tworzą na ogół kępy moreny dennej.

Jednakże tarasy abrazyjne, które podaje mapa przeglądowa obszaru Mamrów (10), wyznaczając ich zasięg aż po Srokowo i Węgielsztyn, wydają się być problematyczne. Kaunhoven określa wysokość tarasu górnego na 102 m, tarasu niższego na 65 m. Berninger mówi o śladach linii brzegowych w poziomie 90 m (niecka Elmu na wschód od Górowa), ok. 70 m w okolicach Łabędnika i Korszy, ok. 50 m w okolicach Sępopola i Gierdaw. Wyróżnianie tych tarasów nie opiera się na wyraźnych formach abrazyjnych, ale na studium mapy i analizie położenia hipsometrycznego łąk pokrywających. Faktem niewątpliwym jest występowanie łąk na powierzchni, podnoszącej



się ku południowi aż po okolice Reszla oraz zarówno w kierunku wschodnim jak i zachodnim. Ku północy, rzecz jasna, brak odpowiedników hipsometrycznych rzekomych krawędzi abrazyjnych, co Krausowi służy za argument na poparcie tezy o młodych ruchach tektonicznych, a inni tłumaczą wytworzeniem się iłów w zastoisku, podpartym czołem lodowca i obniżającym swój poziom w miarę wycofywania się lodu. Kraus w swym „Przewodniku“ (44) stoi na stanowisku, że lodowiec w południowej części zagłębienia Bałtyku stopił się wcześniej niż dalej na wschodzie, wobec czego odrzuca możliwość zatamowania domniemanego jeziorzyska przez krawędź lodu, ale przypuszczenie to nie jest zbyt mocno uzasadnione. Reasumując stwierdzamy, że Nizina Sępopolska mogła być osią ruchu jęzora lodowcowego w czasie wielkiej oscylacji mazurskiej, ale topografia jej nie jest topografią charakterystyczną dla obszarów martwego lodu, a ily i piaski pokrywające osadziły się w zastoisku przed czołem ustępującego ostatecznie lodowca.

Oprócz Niziny Sępopolskiej miejscami istnienia małych zastoisk są okolice na północ od Lidzbarku, na wschód od Górowa Iławeckiego, na północ od Srokowa, na północ od Węgorzewa, na południe od Kętrzyna, wreszcie w tzw. niecce skaliskiej u splywu Gołdapi i Węgorapy. Jeziora te splywały równocześnie z wycofywaniem się lodowca. Z rozpatrzenia przebiegu moren wynika, że faza VIII, zaznaczająca się morenami w okolicach Lidzbarku i Nordenborka, nie pozostawiła wyraźnych śladów morfologicznych na Nizinie Sępopolskiej, gdzie czoło lodowca wycofywało się stopniowo, spiętrzając rozlewisko wodne, którego poziom obniżał się w miarę recesji lodowca, a osady leżą dziś na wysokości 60—80 m. Późniejszych etapów nie możemy śledzić, ponieważ pozostała część niziny odcina granica polityczna, ale wbrew twierdzeniom Krausa przypuszczać można na podstawie przebiegu moren górowskich, że bariera lodowa od strony zagłębienia Bałtyku istniała. Jest to zresztą zgodne z tym, co wiemy o mechanice ruchu lodu, że wypełnia on przede wszystkim zagłębienia, dostosowując swój ruch do struktury podłoża. Można jednak również przypuścić, że na dzisiejsze rozmieszczenie hipsometryczne iłów pokrywających mogły mieć wpływ ruchy epejrogeniczne.

#### DOLINY RZECZNE

Wspomniane na wstępie różnice morfologiczne między północnymi i południowymi stokami Pojezierza Mazurskiego wynikają z odmiennych warunków kształtowania się dolin. Odplyw na południe odbywał się swobodnie począwszy od początku zlodowacenia bałtyckiego, przy czym towarzyszyła mu obfita akumulacja piasków sandrowych, zagrzebujących pierwotne formy akumulacji lodowcowej i nakładająca osady piaszczyste młodsze na starsze. Po ustąpieniu lodowca zaznaczyła się faza erozji wgłębnej, po czym nastąpiło zahamowanie pogłębiania się rzek, akumulacja w dnach dolin



aluwiów oraz tworzenie się torfowisk. Tego rodzaju obraz przedstawiają wszystkie dopływy Narwi.

Rzeki stoku północnego zaczęły się kształtować później. Ich pierwotną podstawę erozyjną stanowiły zastoiska przed czołem lodowca, a później Bałtyk. Niezbyt wielkie dopływy Pregoly zdołały wykształcić doliny tylko w swych dolnych biegach, podczas gdy sieć hydrograficzna samego Pojezierza Mazurskiego przedstawia mało zmodyfikowany stan inicjalny z dużą ilością zagłębień bezodpływowych i powiązaniem rzeczonym tylko niektórych jezior. Jednak można wskazać szereg obszarów, gdzie jeziora zdołały zaniknąć na skutek erozji wgłębnej ich odpływów. Obszerne studium na temat kształtowania się sieci hydrograficznej północnej części byłych Prus Wschodnich napisał Körnke, ale osiã jego zainteresowań była dolina Pregoly, a doliny jej dopływów potraktował tylko referatowo na podstawie literatury. Nas interesują przede wszystkim dwie rzeki: Łyna i Węgorapa z Goldapiã. Dorzecze Pasłęki leży poza zasięgiem bezpośrednich obserwacji autora.

Najważniejszą rzekã północnego stoku jest Łyna, której dorzecze sięga aż po południowy skraj pasa pojeziernego w okolicach Nidzicy. Długość jej wynosi 289,4 *km* (28), a bieg wykazuje kilka charakterystycznych zmian kierunku, wiążących się z wielkimi formami krajobrazowymi. Bieg górny na obszarze Pojezierza od źródeł aż po okolice Lidzbarku ma ogólny kierunek południkowy i ulokowany jest w ciągu jezior rynnowych na osi wzmiankowanego poprzednio „jezora górnej Łyny“. Powyżej Olsztyna w ogóle nie można mówić o dolinie rzecznej, a Łyna jest powiązaniem kilku jezior, z których Jezioro Łańskie dochodzi do 57 *m* głębokości. Erozyjny charakter ma tylko jej obszar źródłowy. Pod Olsztynem aż poza ujście Wadağu Łyna płynie na przestrzeni kilkunastu *km* głębokim przełomem między dwoma rynnami, ale na północ od Gutkowa przerzuca się znów do rynny o mało zmodyfikowanym zarysie i z zachowanymi częściowo fragmentami dawnych jezior. Zmiana kierunku i zarazem charakteru doliny następuje dopiero w dół od Dobrego Miasta pod Łaniewem. Tu rzeka przełamuje się ku północnemu wschodowi przez ostatni (VIII) feston morenowy pojezierza, przybierając charakter normalnej doliny erozyjnej. Przełom nastąpił zapewne, jak zwykle w analogicznych przypadkach, przez predysponowane obniżenie i spowodował przeciągnięcie wód górno-łyńskich, które przed tym częściowo mogły odpływać na południe do Omulwi lub Orzyca, a w dalszej ewolucji na zachód w dorzecze Pasłęki.

Od Łaniewa przez Lidzbark do Bartoszyc Łyna zachowuje kierunek północno-wschodni, odchylając się od Bartoszyc po Sępopol na wschód, po czym zmienia ponownie kierunek na północny. Odcinek Łaniewo-Sępopol mogliśmy nazwać środkowym, a za bieg dolny uznać tę część doliny, która rozwinęła się na ilastej powierzchni Niziny Pruskiej od Sępopola aż po ujście. Rzeka tworzy tu zresztã wyraźne dwa załamania kierunku, płynąc po Fryd-



ład ku północy, następnie skręcając ku wschodowi, a od Albergi ponownie zmieniając kierunek na północny, który utrzymuje aż po ujście do Pregoly pod Welawą. Krzywa spadku w biegu górnym wykazuje wyraźną nieciągłość i małe nachylenie ogólne, w dół biegu spadek wzrasta, zmniejszając się ponownie w pobliżu ujścia. Jest to zjawisko charakterystyczne dla wszystkich rzek wschodnio-bałtyckich i autor analizował je na przykładzie Niemna oraz Dźwiny (32, 34). W biegu środkowym i dolnym rzeka i dolina wykazują skłonność do tworzenia meandrów wgłębnych. Wcięcie doliny w biegu środkowym i dolnym jest wyraźne i wynosi od 20 do przeszło 30 m. Tarasy na tych odcinkach biegu zostały po raz pierwszy wyróżnione przez Klebsa (29). O starym dnie dolinym powyżej Sępopola wspomina również Keller (28), wyróżniając ponadto w biegu dolnym nieliczne resztki piaszczystego stopnia pośredniego. Na odcinku od Lidzbarku poza Bartoszyce szczegółowiej opisał tarasy Berninger (1). Berninger wyróżnił przede wszystkim taras główny, który w okolicach Lidzbarku leży na wysokości bezwzględnej 75 m (a więc ma ok. 15 m wysokości względnej) i poniżej Bartoszyce łączy się w poziomie 51,5 m z powierzchnią równiny zastoiska. Miałby to być według niego taras lokalny, który powstał przez przemodelowanie w taras dna rynny. W górę poza Bobrowniki taras ten według niego nie sięga, a rzeka wije się po dnie samej rynny. Ma to być spowodowane faktem, że dolinę przecina tutaj ciąg czołowo-morenowy, działający jako próg i lokalna podstawa erozyjna, nieprzewyciężony jeszcze przez erozję wsteczną Łyny. Drugi taras lokalny tworzy tzw. przez niego „stopień szwedenski“ (Schwedener Stufe) na północ od Lidzbarku. Poza tym Berninger wyróżnił dwa tarasy aluwialne: górny o wysokości względnej ok. 5 m i dolny o wysokości 1—3 m. Mają to być według niego tarasy poligeniczne (Gleithangterrassen), wytwarzające się zawsze przy meandrowaniu rzeki. Próba powiązania tarasów Łyny z tarasami Pregoly nie została przeprowadzona, ponieważ według Berningera wytworzenie się ich było wyłącznie spowodowane czynnikami lokalnymi. Co do wyróżnionych przez Klebsa tarasów dolnej Łyny od Albergi po Welawę, to Körnke nie uważa ich za resztki dawnych poziomów dolinnych, ale za podcięte zbocza, pozbawione górnej krawędzi, a co za tym idzie — formy tarasu, powstałe przez ześlizgiwanie się rzeki, przy czym dolina ma charakter wciętego jaru; tarasy mają pojawiać się dopiero powyżej Frydłądu.

Berninger i Körnke istnienie ich przypisują częściowo wyzyskaniu przez rzekę starej rynny, której dno stanowi dziś pseudotaras, a częściowo lokalnemu wcięciu w stopień terenowy na południe od Frydłądu, gdzie wyróżniono bardzo piękny taras na wysokości od 26 m do 32,5 m. Oprócz tego tarasu występują dwa niższe stopnie aluwialne. Körnke odrzuca istnienie wspólnej przyczyny dla wytworzenia się tarasów w dorzeczu Niemna i Pregoly. Zdaniem jego działalność erozji w okresie polodowcowym była nieznaczna, a w dolinie Pregoly przeważała stale akumulacja, związana z obniżaniem się



ładu. Wszystkie tarasy w dorzeczu Niemna i Pregoly mają być formami pierwotnymi, których przyczyną było istnienie lokalnych podstaw erozyjnych i powstawanie przeciągnięć. W przeciwieństwie do Körnkego Kraus twierdził, że prawie wszystkie doliny rzek byłych Prus Wschodnich posiadają po dwa poziomy tarasów, wykazujących ciągłość i jednolitość oraz podobne wysokości względne. Przyczyną takiego zjawiska mogłyby być albo zmiany klimatyczne albo ruchy tektoniczne. Ponieważ takie zmiany klimatyczne, któreby mogły spowodować znaczne różnice przepływu i transportu, nie są znane w okresie polodowcowym w dostatecznym nasileniu, pozostają jako czynnik wyjaśniający powstanie tarasów tylko ruchy tektoniczne, przy czym Kraus sądzi, że mogły to być tylko ruchy orogeniczne a nie epejrogeniczne, które przebiegają w sposób ciągły, a nie periodyczno-rytmiczny. Tutaj tok rozumowania Krausa stoi w niezgodzie ze zjawiskami, obserwowanymi w otoczeniu Bałtyku, a zwłaszcza w Fennoskandii.

Opierając się na obserwacjach w dolinach Dźwiny i Niemna (32, 34), gdzie Körnke bez studiów w terenie mówił również tylko o „tarasach pierwotnych“, nie związanych z ewolucją morfologiczną postglacjalną, gdy tymczasem autor prześledził ciągłość i wzajemne związki poszczególnych fragmentów, dając im interpretację, nawiązującą do historii zagłębienia Bałtyku, można by przyjąć *a priori*, że również doliny północnych stoków Pojezierza Mazurskiego musiały przejść podobne etapy jak Wisła, Niemen czy Dźwina. Wcięcie się dolin jest niewątpliwe, chodzi tylko o rozstrzygnięcie kontrowersji, czy fragmenty tarasowe wykazują ciągłość i analogię układu do obserwowanego na obszarach sąsiednich dorzeczy, czy też nie dają się one powiązać nawzajem. Najwłaściwszą metodą jest analiza profilu podłużnego tarasów, której jednak ani Körnke ani Kraus nie zastosowali.

Profil Łyny zestawiony według Kellera (28), map 1: 25 000 oraz pruskiego rocznika hydrograficznego, przedstawia się następująco (fig 47):

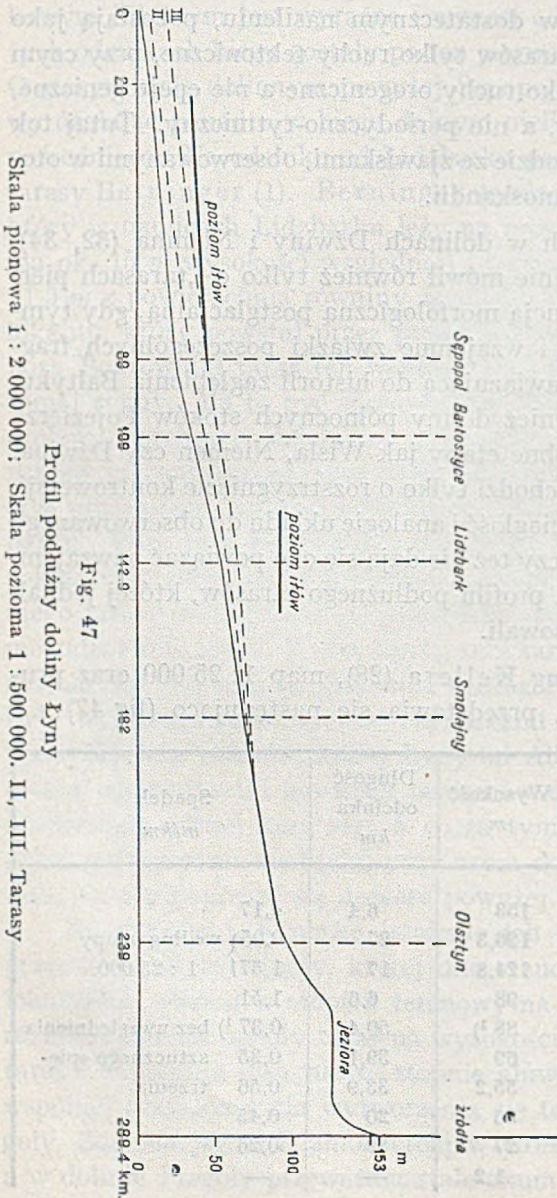
Miejsce	Odległość od ujścia km	Wysokość m	Długość odcinka km	Spadek m/km
źródła (28) .....	289,4	153	6,4	4,17
początek jezior .....	283	126,3	27	0,05)
koniec jezior .....	256	124,8	17	1,57)
Olsztyn .....	239	98	6,6	1,51
ujście Wadągu (28) .....	232,4	88 <sup>1)</sup>	50,4	0,37 <sup>1)</sup>
Smolajny .....	182	69	39,1	0,35
Lidzbark (28) .....	142,9	55,2	33,9	0,56
Bartoszyce .....	109	36	20	0,45
Sępapol .....	89	27	89	0,26
Welawa-ujście (28) .....	0	1,2	—	—



Zapoznając się w lecie 1948 roku z środkowym biegiem Łyny mogłem stwierdzić niewątpliwie występowanie 3 tarasów, które przedstawiają się w sposób następujący:

- I — zalewowy o wysokości 1—2 m, zbudowany z piasków rzecznych
- II — środkowy „ „ 5—6 m, również piaszczysty
- III — górny „ „ 12—15 m, erozyjny (powyżej Lidzbarku obniża się do 10 m).

Wcięcie doliny w stosunku do poziomu zastoiskowego wynosi 30—35 m. Jednak już w okolicach Dobrego Miasta, zgodnie z podaną poprzednio charakterystyką, dolina Łyny nie ma cech doliny erozyjnej, ale przedstawia zmodyfikowaną rynnę jeziorną. Trudno wszakże mówić o rynnach na obszarze zastoiskowym, w szczególności nader dziwną rynną musiałaby być dolina środkowej Łyny, jak to sobie wyobrażał Berninger, gdyż leżałaby skośnie do kierunku ruchu lodowca i przebiegu jego czoła, przecinając obszar zastoiska, którego wytworzenie się w tych warunkach byłoby co najmniej dziwne, ponieważ istniejąca rynną umożliwiłaby spływ wód, nie pozwalając na zbyt wielkie ich spiętrzenie. Jeżeli rzutować wysokości tarasów, opisanych przez Berningera (1) i zlokalizowanych na mapie 1 : 25 000, na profil podłużny rzeki, to zauważymy wzrost ich wysokości względnej w dół biegu i zanikanie na odcinku pomiędzy Lidzbarkiem i Smolajnymi, przy czym taras górny wiąże się z poziomem ilów po-





krywających na Nizinie Sępopolskiej i w dolnym biegu Pregoi. Wprawdzie nie można obecnie nawiązać tarasu dolnego i środkowego bezpośrednio do tarasów lub osadów nadmorskich, ale analogia z rozwojem tarasów w dolinie Niemna i Dźwiny jest wyraźna. Mniejsza wysokość tarasów Łyny tłumaczy się łatwo tym, że jest to rzeka znacznie mniejsza i wobec tego posiadająca słabszą siłę erozyjną. Taras górny byłby więc wieku późnoglacialnego, wcięcie w ten poziom, analogicznie jak w dorzeczach sąsiednich, przypadałoby na okres Yoldii, a dwa dolne tarasy wiązałyby się z postglacialnymi zmianami poziomu Bałtyku w Ancylusie i Litorinie. Ewolucja morfologiczna dolnego biegu nie sięgała po bieg górny, w którym stosunki hydrograficzne od czasu ustąpienia lodowca uległy tylko niewielkim modyfikacjom.

Dolina Węgorapy ma na obszarze Polski znacznie krótszy przebieg niż dolina Łyny. Keller (28) dzieli jej górny bieg na 4 odcinki: 1) od wypływu z jeziora Mamry do Jakunowa, 2) od Jakunowa po ujście Gołdapi, 3) od ujścia Gołdapi po Wielki Sobrost, 4) od Wielkiego Sobrostu po Ośną Górę (Ramberg), położoną już poza granicami państwa. Na pierwszym odcinku dolina jest płytka, zabagniona i pozbawiona wyraźnych krawędzi. Od Jakunowa zaczyna się odcinek doliny wcięty do 20 m, wytworzony przez rozcięcie krawędzi „niecki skaliskiej“. Trzeci odcinek na dnie tej niecki przypomina zupełnie odcinek pierwszy. Obszar zalewowy jest tu szeroki i pozbawiony wyraźnych granic. Jednak na odcinku czwartym szerokość pasa zalewowego zmniejsza się, a brzegi stają się wyższe. W biegu środkowym i dolnym (już poza granicami państwa) dolina jest wąska i wcięta w otoczenie stromymi stokami o wysokości od 25 do 30 m a nawet i więcej. Wysokość zboczy zmniejsza się w biegu dolnym, ale charakter młodego wcięcia jest zachowany. W biegu górnym Gagel (7) opisał istnienie tarasów, które jednak znikają w zwężeniu doliny pod Jakunowem. W niecce skaliskiej tarasów nie ma, zostały one natomiast wyróżnione w biegu środkowym przez Berendta, na którego powołuje się Körnke (39). Mówi on o wyższym poziomie, obniżającym się od 77,5 m powyżej Darkiejmów do 65 m koło Kisieli (Kissehlen) oraz o poziomie niższym, który na tych samych odcinkach doliny posiada wysokość 75 m oraz 60 m i wychodzi na nizinę nad Pisą w poziomie 46—48 m. Körnke nie podaje jednak wysokości względnej tych tarasów i nie analizuje profilu podłużnego tak, że jego wnioski na temat lokalnego ich charakteru nie są należycie ugruntowane. Z podanego opisu doliny oraz na podstawie rozpatrzenia map 1 : 25 000 można przypuszczać, że tylko środkowy i dolny bieg Węgorapy uległy odmłodzeniu w okresie postglacialnym a wyróżniane przez badaczy niemieckich tarasy są odpowiednikami analogicznych tarasów doliny środkowej i dolnej Łyny oraz Niemna, że natomiast górny bieg Węgorapy oraz dolina jej dopływu Gołdapi posiadać mogą co najwyżej tarasy lokalne. Profil Węgorapy według Kellera przedstawia się w sposób następujący:



Miejsce	Odległość od ujścia <i>km</i>	Wysokość <i>m</i>	Długość odcinka <i>km</i>	Spadek <i>m/km</i>
Jezioro Mamry .....	169,4	116	62,3	0,461
Ośna Góra (Ramberg) .....	107,1	87,3	65,6	0,736
Sabadszunen .....	41,5	39,0	41,5	0,716
Ujście Wystruci .....	0	9,3		

Z rzek Pojezierza Mazurskiego tarasy posiadają również Pasłęka i Drwęca. Tarasy Pasłęki nie były bliżej badane. Tarasy Drwęcy badał Galon (13), wyróżniając cztery poziomy dolinne, z których najwyższy, datujący się z czasów postępu lodowca w południowej części pojezierza, nie może mieć swoich odpowiedników na rzekach północnego stoku, podczas gdy pozostałe wskazują na tę samą trójrotną cykliczność zjawisk erozji i akumulacji, jaką zaobserwowaliśmy na Łynie, chociaż średnia wysokość tarasów nad Drwęcą jest większa (mniej więcej o 2—3 m). Tę większą wysokość tarasów Drwęcy łatwo wyjaśnić dopasowaniem się ich do tarasów doliny Wisły, która jako rzeka znacznie większa silniej erodowała w głąb. Ogólną charakterystykę morfologiczną dopływów Narwi rozpatrzyliśmy na wstępie. Rzeki te wykazują przewagę akumulacji nad erozją i oprócz akumulacyjnego tarasu aluwialnego posiadają kilkumetrowej tylko wysokości poziom sandrowy. Tarasy wyższe pojawiają się dopiero w dolnym biegu Narwi.

### ZAKOŃCZENIE

Rozpatrzenie form środkowej części Pojezierza Mazurskiego, oparte o analizę istniejących map geologicznych oraz o literaturę zagadnienia, a poparte autopsją i skartowaniem morfologicznym okolic wielkich jezior, pozwala na wysnucie następujących wniosków:

1. Pojezierze Mazurskie jest ekwiwalentem całej strefy występowania jezior w Polsce zachodniej, a nie tylko odpowiednikiem Pojezierza Pomorskiego, zbiegają się więc tutaj na wąskiej stosunkowo przestrzeni moreny 3 głównych stadiów najmłodszego zlodowacenia polskiego (Varsovien II, zlodowacenie Wisły), a w przebiegu festonów morenowych daje się prześledzić 9 faz, z których co najmniej 3 ostatnie wytworzyła wielka oscylacja.

2. Ustępowanie lodowca związane było z powstawaniem licznych zaostoi, których śladem są osady ilaste na morenie dennej oraz 2 poziomy tarasowe na wielkich jeziorach mazurskich, występujące na wysokości ok. 2—4 m i 5—10 m.

3. Ewolucja postglacialna, związana z historią zagłębienia Bałtyku, spowodowała odmłodzenie dolnych części dolin, doprowadzając do powstania systemu trzech poziomów tarasowych. Analogia z obszarami dorzeczy dolnego Niemna i dolnej Dźwiny wskazuje na relatywne podniesienie pojezierza



w stosunku do poziomu Bałtyku, ale na mniejszą intensywność tego procesu na południu niż na północy, o czym mówi porównanie wysokości względnych odpowiadających sobie wiekowo tarasów Dźwiny, Niemna i Łyny oraz różnice morfologiczne między dolinami rzek północnych i południowych stoków pojezierza, jednak wobec różnic warunków rozwoju erozji wgłębnej ocena ilościowa tego zjawiska nie jest na razie możliwa.

Jednak rozmieszczenie form lodowcowych i polodowcowych nie wyjaśnia całkowicie ogólnych stosunków hipsometrycznych, w szczególności wielkich obniżeń i garbów. Istnieją dwie teorie, usiłujące rozwiązać to zagadnienie: pierwsza, której wyrazicielami byli Tornquist (57) i Körnke (38, 40), podkreśla zależność hipsometrii od form podłoża, druga zaś, reprezentowana przez Krausa (43—45) wyjaśnia dzisiejsze rozmieszczenia wysokości młodymi ruchami tektonicznymi. Kontrowersje z poglądami Krausa były już niejednokrotnie zaznaczone. Można tu jeszcze dodać, że Beurlen (2) zarzucił mu nie uwzględnienie paleogeografii starszego czwartorzędu i trwałych tendencji epirogenicznych, zarysowujących się od końca ery mezozoicznej. Cała „tektonika skibowa“ Krausa nosiła charakter silnie hipotetyczny i nie znalazła żadnego ugruntowania.

Mimo braku dostatecznej ilości wierceń, zdaniem Tornquista dają się wyróżnić w ukształtowaniu podłoża Pojezierza Mazurskiego wzniesienia, nazywane przez niego cokołami, oraz obniżenia. Tornquist wyróżnia cokoły: sambijski, warmijski, litewski i „polski“ (?). Lencewicz (49, str. 46) mówi o cokole brodnickim i mazurskim, wypadającym na osi naszego garbu lubawskiego. Istotnie w okolicach Nidzicy trzeciorzęd leży pod cienką powłoką dyluwialną. Iły miocenske tworzą podstawę poziomu wodonośnego, zasilającego obfite źródła Łyny i znajdują się w jądrze Wzgórz Dylewskich. W niektórych przypadkach są one wyciśnięte lub porwane przez lodowiec, tym nie mniej świadczy to o niezbyt głęboko położonym podłożu. Wyciśnięty miocen występuje również w okolicach Lidzbarku. Natomiast środkowa część Pojezierza Mazurskiego pokryta jest utworami czwartorzędowymi dosyć znacznej miąższości, która w Elku wynosi 183,6 m, w Giżycku ponad 176 m, w Węgorzewie i Kętrzynie ponad 150 m<sup>1</sup>, co wskazuje na istnienie tutaj obniżenia podłoża, wypadającego na osi Zalewu Kurońskiego. Lencewicz na swojej mapce podłoża wyróżnia takie obniżenie również pomiędzy cokołem brodnickim i „mazurskim“, ciągnące się w kierunku na Elbląg jak gdyby w przedłużeniu doliny Wisły. Dzisiejsze rozmieszczenie garbów terenowych i obniżeń odzwierciedla powierzchnię podlodowcową, która

<sup>1</sup> Opublikowane w r. 1941 przez Krausego i Grossa wyniki wiercenia w Węgorzewie wykazują, że plejstocen osiąga tutaj 206 m miąższości, przy czym na głębokości od 61,5 m do 160,3 m natrafiono na potężną serię interglacjalną, złożoną z osadów piaszczystych i ilastych, osadzonych w dużym zbiorniku wodnym. Seria ta według Woldstedta (1950) wytworzyła się w starszym interglacjale.



zresztą odbija się nie tylko w postaci rozmieszczenia form wielkich, ale wywarła wpływ na ruch płatów lodu, powodując zróżnicowanie ich na aktywne jezory, posuwające się wzdłuż obniżeń i płyty mniej aktywne lub martwe, leżące na wzniesieniach, co z kolei zaznaczyło się w rozmieszczeniu form mniejszych: festonów morenowych, rynien, ozów, sandrów i moreny pagórkowatej.

*Post scriptum.* W czasie korekty dostałem do rąk najnowszą książkę P. Woldstedta „Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter“, Stuttgart, 1950 (K. F. Koehler-Verlag). Książka ta zawiera ostatnią syntezę niemiecką z omawianego obszaru, uwzględniającą również badania niemieckie z okresu II wojny światowej, do których w chwili pisania niniejszej pracy nie miałem dostępu (z tego też powodu podana bibliografia nie jest kompletna). Zawarta w omawianej publikacji interpretacja moren na obszarze Pojezierza Mazurskiego w stosunku do dawniejszej interpretacji tegoż autora wykazuje zbliżenie do obrazu, naszkicowanego przeze mnie. Woldstedt ostatnio przyjął, że zasięg stadium pomorskiego od Morąga na wschód dochodzi jednym odgałęzieniem do północnego brzegu Śniardw, podczas gdy druga faza przebiega w kierunku Kętrzyna i Puszczy Romińskiej północnym brzegiem Mamrów. Pomiędzy tymi dwoma liniami zasięgu wypadają u mnie fazy od III do VI. Jeśli chodzi o stadium frankfurckie (u mnie faza I), to Woldstedt przyjmuje zgodnie ze mną, że tworzy ono zewnętrzną granicę Pojezierza i przebiega w pobliżu stadium pomorskiego (na południowym brzegu Śniardw). Jednak porównanie ostatniej mapki Woldstedta (op. cit. str. 258) ze szkicem, podanym w niniejszej pracy wskazuje, jak niepełna jest synteza Woldstedta, chociaż miał on do dyspozycji te same materiały podstawowe, co piszący te słowa i znał również teren z autopsji.

Ciekawe jest stanowisko Woldstedta w odniesieniu do zagadnienia interstadiału mazurskiego, przypuszcza on bowiem, że opisywane przez Harborta (20) i Hess von Wichdorfa (24) utwory są wieku postglacjalnego, a ich przykrycie przez glinę zwałową należy przypisać wytapianiu się brył martwego lodu i spowodowanym tym procesem osuwiskom, spływom itp. Argumentacja ta wydaje się dość dowolna i nie uwzględnia faktu, że osady interstadiane są nie tylko zdyslokowane, ale niejednokrotnie leżą na kulminacjach, co by wskazywało na poważną rolę glacitektoniki. Woldstedt pozostawia również otwartą sprawę północnego zasięgu utworów interstadialnych pod Wystruciem, gdzie opisał je w roku 1930 Körnke pod moreną (38—40). Jednak niezależnie od tych swoich wątpliwości Woldstedt sądzi, że ewentualny interstadiały mazurski mógł przypadać pomiędzy stadium frankfurckim i pomorskim. Ta koncepcja nie pokrywa się również ze zdaniem poprzedników, którzy czas wytworzenia się osadów interstadiału widzą pod koniec stadium pomorskiego. Tej drugiej interpretacji Wold-



stedta przeczy chociażby mała miąższość osadów gliny zwałowej na utworach interstadialnych.

Przy pisaniu pracy nie uwzględniony został arkusz „Olsztyn“ mapy geologicznej Polski 1:300 000, opracowany przez St. Zwierza, ponieważ wyszedł on z druku dopiero w roku 1950. Na obszarze Pojezierza Mazurskiego mapa ta jest częściowo bodaj oparta o opracowaną w czasie wojny mapę Woldstedta 1:300 000, przedstawiającą stosunki morfologiczne w grubym przybliżeniu. Dlatego też mój opis różni się nieco w szczegółach od stanu rzeczy, przedstawionego na mapie P. I. G.

Styczeń, 1949 r.

Zakład Geografii Fizycznej  
Uniwersytetu Warszawskiego

#### L I T E R A T U R A

1. Berninger O. Morphologische Beobachtungen im Gebiete der mittleren Alle. Geolog. Archiv, II. Königsberg, 1923.
2. Beurlen K. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Beiträge und Ergebnisse aus Nordostdeutschland. Fortschritte der Geologie und Palaeontologie, VI, z. 18. Berlin, 1927.
3. Bludau A. Die Oro- und Hydrographie der preussischen und pommerschen Seenplatte. Pet. Mitt. Ergh. 110. Gotha, 1894.
4. Braun G. Die geologische Geschichte des Mauerseegebietes. Pet. Mitt., 52. Gotha, 1906.
5. Von Bülow K. Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellschaft. 1927.
6. Gagel C., Müller G. Die Entwicklung der ostpreussischen Endmoränen in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1896. Str. 250—277, fig. 1.
7. Gagel C. Bericht über die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Lötzen, Steinort, Kruglanken. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1892.
8. Gagel C. Allgemeine Einleitung zu dem Blatt Jedwabno. Erläut. z. geolog. Karte von Preussen. Berlin, 1903.
9. Gagel C. Blatt Angerburg. Erläut. z. geolog. Karte von Preussen. Lief. 110. Berlin, 1903.
10. Gagel C., Kaunhoven F., Klautsch A., Krause P., Schulte L. Übersichtskarte des Mauerseegebietes in jungdiluvialer Zeit (Entwicklung der beiden jüngsten Terrassen). 1:100 000. Preuss. geolog. Landesanst. Berlin, 1904.



11. Gagel C. Bericht über einige Ergebnisse der Aufnahmearbeiten im nördlichen Ostpreussen. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. 1923.
12. Gagel C. Beschaffenheit und die Herkunft des roten ostpreussischen Decktones. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1925.
13. Galon R. Morfologia doliny Drwęcy. Badania Geograficzne, zesz. 6—7. Poznań, 1929.
14. Galon R. Dolina dolnej Wisły. Bad. Geograf., zesz. 12—13. Poznań, 1934.
15. Galon R. Zagadnienie teras jeziernych w Prusach Wschodnich. Czasop. Geograf. zesz. 2—3. 1936.
16. Galon R. Geologia i morfologia Prus Wschodnich. Słownik Geograf. Państwa Polskiego, t. I. Warszawa, 1937.
17. Galon R. Arkusz Toruń. Mapa geologiczna Polski 1 : 300 000. P. I. G. Warszawa, 1948.
18. Galon R. Podział Polski na krainy naturalne. Czasop. Geograf., XVIII. Wrocław, 1948.
19. Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000. Preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin. Arkusze (według nr map topogr.) 1789—1799, 1889—1889, 1989—1999, 2091—2093, 2190—2193, 2290—2294, 2390—2394, 2490—2494, 2590—2594, 2691—2693 (razem 59 arkuszy).
20. Harbort E. Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1910.
21. Hess von Wichdorf H. Beiträge zur geologischen Kenntniss der Borker Heide. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1905.
22. Hess von Wichdorf H. Zur Geologie der Borker Heide. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1907.
23. Hess von Wichdorf H. Die neueren Fortschritte der Glazialgeologie Ostpreussens. Verhandl. d. Versamml. deutsch. Naturforscher und Ärzte. 1910.
24. Hess von Wichdorf H. Das masurische Interstadial. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1919. Str. 298—353.
25. Hoffmann B. Masuren. Grundzüge einer Morphologie der masurischen Landschaft. Der Nordosten, I. Veröffentl. d. geograph. Seminars der Techn. Hochschule Danzig. 1931. Str. 30—45, fig. 2, tabl. 1 (3 fot.).
26. Jentsch A. Blatt Friedland. Geologische Karte der Prowinz Preussen 1 : 100 000. Sect. 15. Berlin, 1877.
27. Kaunhoven F., Krause P. G. Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Nordostdeutschland und ihre Beziehung zur glazialen Hydrographie. Jahrb. preuss. geolog. Landesanst. Berlin, 1903.
28. Keller H. Memel, Pregel und Weichselstrom. Berlin, 1899. B. II u. Tabellenb.
29. Klebs R. Blatt Heiligenbeil. Geologische Karte der Prowinz Preussen 1 : 100 000. Sect. 14. Berlin.
30. Klebs R. Über das Vorkommen nutzbarer Gesteins- und Erdarten im Gebiet des masurischen Schiffahrtskanal. Königsberg, 1895.
31. Klebs R. Der Deckton und die tonigen Bildungen des unteren Diluviums um Heilsberg. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin, 1898.
32. Kondracki J. Über die Terrassen der unteren Düna. C. R. Congr. Intern. Geogr. Amsterdam, 1938.
33. Kondracki J. Studia nad morfologią i hydrografią Pojezierza Braśląskiego. Przegl. Geogr., XVII. 1938.
34. Kondracki J. Z morfogenezy doliny dolnego Niemna. Przegl. Geogr., XXI. 1947.
35. (Kondracki J.) Jezioro Śniardwy i okolice. Mapa 1 : 50 000. Ukształtowanie terenu według... Główny Urząd Pomiarów Kraju. Warszawa, 1948.



36. Kondracki J. Arkusz Giżycko. Mapa geologiczna Polski 1 : 300 000. P. I. G. Warszawa, 1949.
37. Kondracki J., Richling-Kondracka W. Morfologia jeziora Niegocin. *Przegl. Geogr.* XXII, 1951.
38. Körnke B. Leztglazialer Eisabbau und Flussgeschichte im nördlichen Ostpreussen und seinen Nachbargebieten. *Zeitschr. Deutsche Geol. Gesellsch.*, 82. Berlin, 1930. Str. 13—33.
39. Körnke B. Zur Entwicklung der alluvialen Hydrographie im nördlichen Ostpreussen und in angrenzenden Litauen. *Ibid.*, str. 48—52.
40. Körnke B. Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreussen. *Abh. preuss. geolog. Landesanstalt. Neue Folge. Heft 127.* Berlin, 1930.
41. Krause P. G. Über äsar in Ostpreussen. *Jahrb. preuss. geolog. Landesanst. Berlin*, 1929.
42. Krause P. G. Über Pseudoterrassen und Geländestufen im Ostpreussen. Berlin, 1929.
43. Kraus E. Der Abschmelzungsmechanismus des jungdiluvialen Eises im Gebiet der ostpreussischen Mauresees. *Jahrb. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin*, 1923.
44. Kraus E. *Geologischer Führer durch Ostpreussen. I., II.* Berlin, 1924.
45. Kraus E. Die Quartärtektonik Ostpreussens. *Jahrb. preuss. geolog. Landesanstalt. Berlin*, 1925.
46. Kraus E. Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. Berlin, 1928.
47. Kraus E. Über tektonischen Gegenwarstbewegungen in Ostseegebiet. IV. Hydr. Konferenz d. balt. Staaten. Nr 83. Leningrad, 1933.
48. Lencewicz St. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. P. I. G. Prace, II., Warszawa, 1927.
49. Lencewicz St. Polska. Wielka Geografia Powszechna. Warszawa, 1937.
50. Mager F. Ostpreussen. Hamburg, 1922.
51. Majdanowski S. Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niziu Polskim. *Przegl. Geogr.*, XXI, 1947.
52. Masuhr E. Geologie und Oberflächengestaltung der Landschaft des Stablacks in Ostpreussen. *Geolog. Archiv.*, I. Königsberg, 1923.
53. Pietkiewicz St. Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej, *Czasop. Geograf.* XVIII. Str. 124—167. Wrocław, 1948.
54. Quednau A. Das eiszeitliche und das heutige Mauerseebecken. Langensalza, 1927.
55. Srokowski St. Jeziora i moczary Prus Wschodnich. Warszawa, 1930.
56. Srokowski St. Prusy Wschodnie. Inst. Bałtycki. Bydgoszcz, 1945.
57. Tornquist A. Geologie von Ostpreussen. Berlin, 1910.
58. Wahnschaffe F., Schucht Fr. Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. IV Auflage. Stuttgart, 1921.
59. Woldstedt P. Die innere und die äussere baltischen Endmoränen. *Centr. Blatt f. Mineralogie.* 1925. Abt. B.
60. Woldstedt P. Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. 1 : 1 500 000. Berlin, 1935.
61. Woldstedt P. Eine geologisch-morphologische Übersichtskarte von Ostpreussen im Masstab 1 : 300 000. *Berichte d. Reichsamts für Bodenforschung*, Jahrg. 1942, H. 1/2. Wien, 1942.



Ержи КОНДРАЦИИ

## ПРИМЕЧАНИЯ КАСАЮЩИЕСЯ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МАЗУРСКОГО ПООЗЕРЬЯ

(с 4 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Автор отличает на Мазурском Поозерье 9 моренных полос отвечающих целому периоду так называемого Балтийского оледенения (= оледенение Вислы или варшавское II). Отступление ледника было прервано Мазурской осцилляцией. Перед фронтом отступающего ледника существовали запруженные озера и воды сегодняшних озер были нагромождены до уровня + 10 м. Однако автор отвергает возможность существования террас высоких около 20 м. Послеледниковое омоложение долин обняло единственно их нижнее течение, где три системы террас возникли аналогическим образом как в долинах Немана и Западной Двины.

Мазурское Поозерье в широком смысле обнимает пространство между нижним течением Вислы а нижним течением Немана; оно ограничивается с севера безозерными районами, возвышенностями и снижениями нижнего течения Паслэнки, Лыны и Преголы а с юга четкой маргинальной линией предела озер связанных с последним скандинавским оледенением.

Топографическая карта Мазурского Поозерья ясно указывает на существование двух кульминационных пунктов, обозначенных сравнительно большими пространствами, возвышающимися свыше 200 метров. Это Дылевские холмы (312,1 м) на юго западе и Шеские холмы (309 м) на востоке. По направлению к долине Вислы Поозерье значительно снижается, не превышая 150 м, но в то-же время вся зона расширяется. Долины рек Дрвэицы и Осы разделяют целый район на три зоны по направлению юго-запад и северо-восток. В окрестностях Дылевских холмов это направление изменяется на юго-восточное. Вышеупомянутый горб, высотой свыше 200 м тянется от кульминации Дылевских холмов по направлению к Нидзице. Пространство это довольно сомкнутое, прорезанное лишь несколькими мульдами перпендикулярными к оси хреб-



тов. Между этим горбом и восточно-мазурскими и сувальскими возвышенностями, где свыше 200 м находятся еще большие пространства, Поозерье снижается, одновременно суживаясь и изменяя свое направление простираения на восточное с легким отклонением на север.

Средняя часть отличается большей нерегулярностью мелких форм и обилием озер. С севера ограничивает ее равнина, расположенная ниже 100 м, она суживается и составляет ответвление просторной низменности над Преголой, в то время как с юга расстилается равнина Курпевской и Пишской Пуши, которая снижается до уровня около 140 до 100 м. над рекой Нарев.

Сужение между окрестностями Щитна на юге и Решеля на севере имеет только около 50 км ширины, между тем как по направлению к долине Вислы Поозерье расширяется до 100 км, а на востоке ширина его превышает 70 км. Серединное сужение Поозерья, вызванное выступающими с севера и с юга низменностями, совпадает с осью углубления, которое образует Куронский залив. Оно не считается однако вместе с тем самым большим снижением, „вершинной поверхности”, которая здесь во многих пунктах превышает 200 м, между тем как самое большое поперечное снижение и самое низкое расположение водораздела рек южного и северного склона лежит немного дальше по направлению к востоку. Это так называемая „Мазурская долина”. — система больших озер, расположенных на одном уровне около 116 м и отводящих воды как на север до Преголы так и на юг до рек Нарев и Висла.

Совершенно специфический характер имеет восточная часть Мазурского Поозерья, она охватывает меридиональный нагорный цокол между Голдапией и Олецком (с Шескими холмами) и все Сувальское Поозерье. Пейзаж здесь еще более холмистый чем в средней части.

Не останавливаясь на более подробном описании западной и восточной части Мазурского Поозерья перейдем к его средней части между Дылевскими и Шескими холмами.

С гипсометрической точки зрения можно ее разделить на четыре части:

а) снижение по линии верхней р. Лыны — Омалева, где водораздел опадает ниже 140 м, а максимальные высоты не достигают 200 м,

б) центральная часть расположенная на высоте свыше 140 м, причем ряд пунктов превышает 200 м, напр. в окрестностях Щитна 201 м, в окрестностях Бискупиц 216 м, на юго-восток от Лютерского Озера 212 м, 202 м, 206 м, 221 м, в окрестностях Мронгова 206 м, 200 м, 208 м, 211 м, на восток около Ужранэк 212 м, около Будзиск 202 м,

в) снижение великих озер Сьнярдвы и Мамры разветвляющихся на уровне 116 м к бассейну рек Преголы и Вислы,



г) восточная часть с кульминациями Пловецкой Гуры 205 м (в окрестностях Элка), в Борецкой пуще 223 м, а также в Пилацких холмах на восток от Вэнгоржэва 207 м и 219 м.

### ПРЕДЕЛЫ ФАЗ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Последнее оледенение, которое в бассейне Одера протянулось далеко на юг и на территории которого можно выделить ряд ясно индивидуализированных фаз, на восток от Вислы обнаруживает сбегность одиночных моренных зон, сходящихся в северо-восточном направлении так, что на сравнительно узкой полосе Мазурского Поозерья, на ширине 50 — 70 км сбегаются линии пределов оледенения, которые на меридиане озера Гопло занимают район около — 300 км ширины. В связи с этим параллелизация отдельных периодов оледенения создает некоторые трудности (фиг. 45).

Известно, что немецкие геологи (Вольдштедт и другие) выделяют в пределах последнего оледенения, названного ими оледенением Вислы, три большие стадии бранденбургскую, франкфуртскую и померанскую. К бранденбургской стадии принадлежали бы в Польше южно-познанские морены, причем развитие этой стадии далее на восток неясно, должна ли она была быть накрыта образованиями младшей франкфуртской стадии, к которой причисляются срединно-познанские, кутновские, плоцкие, добржинские и внешние морены Мазурского Поозерья. Пределы поморской стадии тянулись бы от Квидзыня через Оструду, Ольштын, Кэнтржин, Вэнгоржэво на Голдап. Трехстадиальность последнего оледенения — это явление не возбуждающее в общем сомнения, однако в Польше пределы этих стадий следовало бы рассмотреть несколько иначе, принимая как исходный пункт окрестности долины нижнего течения Вислы. Внешнюю полосу образуют здесь добржинско-куявские, срединную — бродницкие и велькопольские, а наиболее внутреннюю полосу образуют морены померанской стадии обрисовывающие отчетливый язык в долине нижнего течения Вислы.

Образования самой внешней стадии последнего оледенения, охватывающего на западе Поозерье Добжинское, тянутся через окрестности Лидзбарка Вельского и Домбрувна к источникам реки Лыны.

Отчетливые моренные валы выступают в окрестностях Нидзицы и в окрестностях Напиводе, а затем достигают кульминационного пункта — 225 м в так называемых Злотых Гурах. Как продолжение этой цепи можно считать изолированные возвышения среди зандровых песков. К ним принадлежат „Блэнднэ Гуры” под Рыдзувкой (188 м) и „Зеленэ Гуры” (173 м) под Шиманами. Относительная высота этих морен около 40 м.



К северо-востоку Щитна граница холмистого моренного пространства и плоской зандровой поверхности отмечается очень четко. Ряд накоплений гравия в значительной степени был подвергнут эксплуатации и в ландшафте выступают они не в виде возвышенностей, но ям.

Высота возвышенностей увеличивается по направлению к северу. Они тянутся на пространстве нескольких километров, достигая кульминаций 201 и 207 м. Возвышенности эти частично покрыты лесом. От Кейкут по направлению на Ментке линия морен выгибается к северу, затем сворачивает на восток, пробегая между Бабентами и Навиадами, на восток от озера Мокре (в валунной фации, 44) и по направлению к южным берегам озера Сьнярдвы. На карте окрестностей озера Сьнярдвы (35) невысокие моренные возвышенности выступают под Выдрынами, около Недзведзьего Рога, на острове в южной части Сьнярдв и около деревни Квик (где находятся большие нагромождения валунов).

К югу от этих возвышенностей начинаются песчаные пространства Пишской Пуци. С другой стороны зандр всовывается в перерывах между моренами в сторону следующего, очередного их пояса, что отмечается особенно к западу от Щитна, к северу от Кейкут по направлению к Дзьвержугам и вдоль западного берега озера Сьнярдвы по направлению к Миколайкам. Поверхность зандра плоская, гравиево-песчаная; она снижается к югу со средним склоном 0,5 — 1‰, переходя в террасу долины Писы. Зандр тянется на восток до окрестностей Эллка; с севера его ограничивают конечные морены над озерами Оржиским и Друглинским, пересекающие шоссе Оржиш — Элк между деревнями Рэнкусы и Талюсы.

Следующая линия остановки ледника лежит в пределах морен окрестностей Любавы, Дылева и Ольштынка, пробегая к югу от озер Плюшо и Ланске через Липовские Гуры (198 м), от которых к востоку начинается большой курпевский зандр. Под Едвабном упомянутая стадия отмечается в виде прекрасных моренных валов, относительная высота которых превышает 40 м. Холмы построенные из валунов и гравия замыкают с южной стороны последнее углубление озера Свентайно (или Нарты).

В лесах расположенных на юго-востоке жолоба и торфяные понижения позволяют расшифровать верхушку зандрового конуса сплюсшегося из перерыва в моренной гряде на оси жолоба Брайницкого Озера.

Дальше линия морен сворачивает к северу параллельно к выше описанным моренам первой цепи. Гравиевые холмы этой фазы выступают около деревни Гром (на половине дороги между Щитном и Пасымем). Как продолжение их мы принимаем песчаный вал вдоль западного берега озера Сасек (Шобы). На поверхности выступает крупный песок с гравием, под ним глинистый песок, суглинок и песок.



Моренные фестоны, которые обводят широкие, параллельные дуги на оси верхнего бассейна Лыны, обрисовывают ледниковый язык, который заканчивается на линии Бискупец — Щитно. Его можно бы назвать языком верхней Лыны.

К востоку от линии Бискупец — Щитно морены принимают широтный ход, и, что характерно, в окрестностях большой чаши озера Сьнярдвы совсем не изгибаются в южном направлении, как будто бы не существовало это широко известное из географической литературы снижение „мазурской долины”, имеющее может быть даже тектоническое предрасположение.

Возвращаясь к положению над озером Сасек (Шобы), мы констатируем, что именно здесь получается во второй фазе послеозерного оледенения граница между двумя пластами льда: верхнелыньским и „среднемазурским”.

Второй моренный фестон обозначался как и первый обильной аккумуляцией зандровых песков. Эти пески частично покрыли морены первой стадии.

Третий моренный фестон принадлежит вероятно к так называемой главной балтийской морене, составляющей характерную ось Померанского Поозерья. К востоку от Вислы продолжение поморских морен тянется от окрестностей Квидзыня через Залево на Моронг, зарисовывая висляный язык, но от окрестностей Моронга морены опять сворачивают к юго-востоку, повторяя дуговой контур выше упомянутого языка верхнего течения Лыны. Они пробегают между Острудой и Ольштынком с одной стороны, а Ольштыном с другой, создавая три не очень индивидуализированные полосы. Одна моренная полоса обрисовывается под Грузылинами, другая — между озером Вульпинг и Ставигуда, где формы очень отчетливые, а материал смешан с преимуществом гравиевых песков и глин. Продолжение этих двух моренных полос пробегает через Пурдзкие леса к северу от Ланского Озера, пересекает шоссе Ольштын — Пасым в окрестностях озера Косьно и направляется к северо-востоку.

Целая территория Пурдзких и Рамуцких лесов распространяется на холмистой поверхности песков с валунами, которых нельзя признать зандровой территорией, как это отмечено на карте Вольдштедта.

Восточный конец этого третьего, двойного фестона языка верхней Лыны приходится к югу от Бискупца, где направление морен изменяется на западно-восточное. Они пробегают отчетливой полосой к югу от шоссе Бискупец — Мронгово, достигая под Кобултами и Рудзисками кульминации 216 м, а под Крживэм — 206 м, при денивеляциях от 50 до 60 м. Характерный район с гравием и валунами выступает севернее Сьнярдв достигая 178 м высоты.



На наружной стороне этих морен выступает конечное углубление Нетлицких Болот с реликтовым озером Вонж. Эти болота с восточной стороны опираются на озере Бувэлно. На его продолжении к югу в сторону озера Тырколо тянется след жолоба с очень неровным продолговатым профилем и с рядом порогов и котлов. Крутые песчано-гравиевые склоны почти 50 м высоты создают здесь почти гористый ландшафт. За этим жолобом возвышенности к северу от Гуры достигают 174 м высоты. Материал везде гравиевый с многочисленными валунами.

Вся описанная моренная цепь к северу от Сьнярдв образует очень отчетливый элемент ландшафта и создает границу между преимущественно глинистыми территориями на севере и песчаными — на юге. Восточнее линия морен становится еще отчетливее, и возвышенности во многих пунктах превышают 180 м. Эта цепь тянется через Скомацк севернее Элка. Высота и массивность моренных валов, их непрерывность на значительном пространстве и факт выступления отчетливой разницы в ландшафте на внешней и внутренней стороне — говорят о том, что это граница двух разных стадий оледенения, это в свою очередь подтверждало бы сделанный в начале описания вывод, удостоверяющий связь с главными поморскими моренами упомянутыми в начале описи.

К северу от описанных морен преобладает ландшафт холмистой морены.

Непосредственно через окрестности Ольштына от Гетржвальда до Барчева пробегает полоса холмов, которые можно было бы считать как четвертую моренную цепь, происходящую из рецессии предшествующей стадии. Дальше к востоку они выступают в окрестностях Мронгова и Миколаек, а затем сливаются с моренами третьей фазы.

Более индивидуализированным является пятый моренный фестон, пробегающий к северу от Ольштына через окрестности Дывиты, к северу от Бискупца и Мронгова по направлению на Рын. К северу от Гелендзкого озера морены этой полосы превышают 208 и 212 м, а около Будзиск — 202 м. К востоку от Рына линия морен разветвляется. Формы ландшафта очень хаарктерны, как например около шоссе в Гижицко между деревнями Тросы и Скоп, где красивый, обрывистый, покрытый лесом вал, 183 м высоты, выдвигается почти непосредственно из равнины расположенной на уровне около 60 м ниже.

Несколько километров к северу от шоссе высота морен достигает 193 м. Внешняя линия морен направлена к юго-востоку к Пражмову над озером Ягодне, внутренняя тянется на пространстве нескольких километров вдоль шоссе в Гижицко и пересекает ее только между Щибалами и Вилькасами, где высота возвышенностей достигает 166,4 м и где они укладываются в три регулярные, параллельные дуги. Материал холмов более мелкий чем под Тросами и частично песчаный. Эта линия мо-



рен окаймляет с запада корыто озера Негоцин, пересекает его юго-западное сужение под Богачевом и находит свое продолжение после 2 км перерыва на другом берегу озера за Рызэвом.

В равной степени дуга „троская” как и „щибальская” пробегают дальше параллельно на расстоянии нескольких километров по направлению на Папротки. Мы находим их к северу и к югу от этой деревни в виде нерегулярных гравиевых бугров, насаженных на волнистую или холмистую поверхность доинной морены. Более великолепны морены к югу от Папротек, достигающие 164 м высоты. К востоку в сторону озера Бу-вэлно морены снижаются. Кажется, что „Горы Папроцки” находят свое продолжение в деревне Конопки Вельке и под Тальками, более внутренняя же их зона направляется на деревню Милки, а потом сворачивает к северу по направлению на Стасьвин и дальше на Кожухи Вельке и Спытково, окружая таким образом озеро Негоцин с востока.

Третья, наиболее внутренняя и слабее всего обрисованная моренная зона окаймляет непосредственно Озеро Негоцинское лесистым валом от Вилькасов до Стржелец на западном берегу и под Рудой и Грайвом на восточном берегу.

Шестая моренная линия обрисовывается к югу от Добрэго Мьяста и Езеран, Лютерского и Легинского Озера, достигая в целом ряду пунктов свыше 200 м высоты (максимально 221 м). Состав морен разнороден: наряду с нагромождением валунов выступают песчано-гравиевые возвышенности и глинистые валы. Далее к востоку эта линия тянется через окрестности Пилеца и Святой Липки и проходя к югу от Кентржина, пересекает шоссе и железнодорожную линию Кентржин — Гижицко в окрестностях Мартыянов и Погыбеля, направляется к северу от озера Дэйгуны, разделяясь здесь на два фестона, из которых один сворачивает к югу, охватывает часть Мамрув (озеро Кисайно) и двойным валом окружает озера Тайты вдоль их северного и южного берега; далее, между Негоцином и Мамрами, направляется на Гижицко и пробегает вдоль шоссе к Вэнгоржеву в деревню Спытково. Другой фестон пробегает вдоль южных берегов озера Добы и Кисайно, пересекает бассейн Мамров, отмечаясь мелководьем на дне озера, создает ряд холмов на восточном берегу озера Даргин и через Печарки направляется на восток на Вылудки и Крукланки, откуда изгибается большой дугой к юго-востоку, охватывая бассейны озер Выдминского и Гавлика.

При дальнейшем отличении моренных зон, принимая как исходный пункт их расположение на меридиане Ольштына, мы признаем, как седьмую стадию приозерную моренную зону, пробегающую к югу от Орнэты через долину Лыны дальше на восток. К ней принадлежат морены, расположенные к северу от Лютерского Озера и в менее отчетливой форме — к югу от Решеля и под Кентржином. К северо-востоку от Кентржина



не особенно типичные моренные холмы становятся выше и разделяются на несколько полос, из которых одна направляется к северу на Сроково и Рыдзевское Озеро, а потом вдоль долины Венгорапы к северо-востоку. Эта моренная полоса состоит преимущественно из гляциальной глины, среди которой только кое-где выступают линзы гравиев. В связи с этим ландшафтные формы очень специфические: они образованы удлиненными валами с неособенно крутыми склонами, иногда асимметричными, как например вал расположенный к востоку от Срокова, 157 м высоты, пересеченный большой серпентиной шоссэ. Западные (внутренние) склоны этой возвышенности более крутые нежели восточные (внешние) склоны. Вся эта цепь морен на пространстве от Орнеты вплоть до Срокова составляет северную границу приозерной зоны и ограничена на внешней стороне зоной снижений.

Дальше к северу на Гуровских возвышенностях можно еще указать очень отчетливые молодые линии останавливания ледника, но озер здесь очень немного. Однако прежде чем перейдем к рассмотрению этих младших фаз, рассмотрим восточное ответвление предыдущей зоны Орнеги — Кентржин. Отчетливая валунная полоса, обозначенная на прусских геологических картах, пробегает вдоль западного берега Мамров через Радзее, и можно предполагать, что сужение между бассейном подлинных Мамров и Съвентайна и озером Даргин, хотя лишенное отчетливых морен, предрасположено линией остановки фронта ледника между двумя углублениями (Добы — Даргин — на юге, Мамры — Съвентайно — на севере). Эта зона направляется далее на восток в виде ясно обрисованного моренного вала идущего на Куты. Вторая могучая моренная зона обрисовывается к востоку от Вэнгоржэва вдоль северных берегов озера Съвентайно и Стрэнгель, приобретая высоту и ширину в окрестности Пилаков и Гродзиска, где ландшафт становится почти гористый. Абсолютные высоты достигают 219 м, а относительные — почти 90 м. Это так называемые Пилацкие холмы, построенные из гравиев и нагромождения больших глыб.

Эта моренная полоса тянется к востоку вдоль левого берега Голдапи, а затем под Кальнишками сворачивает к северу, перебрасываясь на правый берег этой реки и полосой шириной до 10 км тянется вдоль Голдапи к северо-востоку по направлению Роминтской Пущи. Эта зона создает сильно холмистый ландшафт, составленный преимущественно из гравиев, а местами также из нагромождения валунов.

Восьмой моренный фестон зарисовывается к северу от Орнеты в виде небольших гравиевых холмов, однако с юга окруженных полосой зандра, наполняющего снижение долины Дрвэнцы (притока Паслэнки). Морены этой полосы становятся более ясно очерченные в окрестностях Бабиака и Рунова, где они изгибаются дугой к югу, пересекая долину Лы-



ны под Ланевом. Они образуют отчетливую ландшафтную границу, между южной территорией лесистых зандровых песков на западе и глинистой донной мореной на северо-востоке. Зандр всовывается вдоль долины Лыны к югу, создавая террасообразный уровень вышиной около пятнадцати метров.

К востоку от долины Лыны высота конечных морен возрастает, ландшафт становится исключительно холмистый; его формированию содействовала не только аккумуляция на фронте ледника, так как под Лидзбарком мы находим сдавленные белые кварцевые пески с бурым углем, причисляемые к миоцену. Крутые моренные холмы громоздятся здесь до 60 м выше дна долины Лыны и до 120 м над уровнем моря. К северу от Лидзбарка, на левом берегу Лыны залегают на морене глины обозначающие следы древнего озера в конечном углублении Лидзбаркского озера. Так как они лежат на относительной высоте свыше тридцати метров, число это дает меру глубинной эрозии со времени отступления ледника. К востоку от Лидзбарка обсуждаемая моренная зона постепенно теряется, но вне наполненной покрывающими ее глинами Сэнпопольской Низменности, как продолжение лидзбаркских морен можно признать невысокие гравиевые холмы в окрестности Барцяна, а потом моренный ландшафт окрестностей Норденборка. Вне границ государства эквивалентом являлся бы ряд холмов, тянущийся между Выструцем и Гомбином (СССР).

Наконец самую молодую девятую стадию оледенения создают на обсуждаемой территории красивые, концентрические моренные дуги, выступающие на Гуровской возвышенности. Можно отличить здесь три моренные полосы, отдаленные друг от друга на 1 — 3 км и обращенные выпуклой стороной к юго-востоку. Самая внешняя из них, расположенная к востоку от Дзикова Илавецкого, составлена главным образом из жирной глины и достигает кульминаций: 203 м, 211 м и 193 м при относительных высотах 40 — 60 м. Вторая моренная цепь пробегает к западу от Дзикова и на север от Кандит, обнаруживая кульминации 203 м и 216 м (лесистая Гура Замкова); третья, наиболее северная и менее отчетливая не превышает 190 м. Простираение морен показывает, что они были вероятно отложены ледниковым языком Гданского Залива, а не средне-пруссским языком (или средне-мазурским) как предполагал Краус (45). Трудно сказать, существуют ли эквиваленты гуровских морен с северо-востока, так как дело идет здесь о территории, расположенной вне границ Польши, а научная немецкая литература не дает более точных указаний. Эквивалента на западе надо искать в Эльблонгских холмах.

Гоффман (25) в своем морфологическом очерке Мазурского Поозерья выделил пять моренных полос, только частично покрывающихся с описанными. Первой полосой он считает холмы, целиком распо-



женные среди зандровых песков и в общем простирающиеся вне предела озер. Его вторая полоса соответствовала бы нашей первой (морены под Щитном) и частично второй (морены под Едвабном). Третья и четвертая полосы обсуждаются более или менее подобным образом; нашей пятой и шестой полосы Гоффман не выделяет, а его пятая соответствует более или менее нашей седьмой.

Мы рассмотрели очередность фаз оледенения на Мазурском Приозерья, принимая как исходный пункт меридианный разрез через окрестности Ольштына. Однако между западной и восточной частями Поозерья существуют большие различия. Фазы, обозначающиеся отчетливо в западной части, исчезают в восточной части и, наоборот, появляются новые разветвления моренных фестонов, хронологически невяжущиеся с моренами в другой части Поозерья. Пользуясь таблицей можно рассмотреть эти различия следующим образом:

Фаза	Разрез через Ольштын	Разрез через Гижицко
I (добржинские морены)	Морены Нидзица — Щитно (под Нидзицей двойная цець)	Южный берег Сьнярдв
II (бродницкие морены)	Морены Едвабно — Озеро Сасек (Шобы)	Морены в окрестностях Ор- жиша
III (померанские морены)	Морены Ставигуда — Пасым	Северный берег Сьнярдв
IV „	Морены в окрестностях Ольштына	
V „	Морены под Дывитами	Папроцкие Горы (3 поло- сы)
VI „	Морены к югу от Доброго Мяста	Окрестности Гижицка
VII „	Морены Лютерского Озера	Морены над озером Мам- ры (3 полосы)
VIII „	Морены к югу от Лидзбар- ка Вармийского	Морены под Нордэнборком
IX „	Гуровские морены (3 поло- сы)	
Количество отдельных полос	12	11



Расстояние между этими двумя разрезами равняется около 100 км. Если передвинемся к востоку за Круклянки и Выдмины до долины Элжа, то вступим на территорию с очень сложной морфологией, где почти невозможно отличить отдельные моренные цепи. Такой территорией является все пространство Пущи Борецкой и Шеских холмов. Можно только подтвердить, что это эквивалент фаз III — VII, т. е. всей зоны главной Балтийской стадии, соответствующей Померанским моренам. Самые красивые на всем Мазурском Поозерье конечные морены Горы Шеской, Татарской и Голдапской лежат в месте соприкосновения двух ледниковых языков; они однако не синхронны, так как Дылевские холмы находятся в моренной бродницкой зоне.

Простираение конечных морен, выдвигающихся фестонами к югу, указывает на предрасположение снижения верхней Лыны и Дылевских и Шеских возвышенностей как бы окруженных маргинальными формами. Некоторое предрасположение больших озер обозначается только вблизи Мамров и Негоцина. В районе Сьнярдв линии остановки ледника пробегают прямолинейно в северо-восточном направлении. Холмы к северу от озера, а также Папроцкие холмы составляют отчетливые поперечные преграды, отделяющие Сьнярдвы от группы озер в окрестности Гижицка, связь между которыми случайная и частично создана искусственно перерезанными каналами.

Описанные моренные полосы можно расшифровать на геологических картах. Их ход связан с предположением постепенного отступления ледника. Кэрнке (38) объясняет механизм окончательного отступления ледника дифференциацией возвышенных территорий, расположенных в зоне соприкосновения языков, а также снижений, которыми эти языки двигались вперед. В периоде отступления ледника, в „тени” возвышенностей создались территории мертвого льда, дающие нерегулярную топографию, в то время как в снижениях, по которым передвигался живой лед, возникала топография с озами, озерами и друмлинами. На нашей территории зонами мертвого льда должны бы быть на западе Гуровские холмы и Дылевские холмы, на востоке Пуща Борецка и Шеские холмы, на что указывал также Краус (45). Однако, если принять во внимание также возможности осцилляции, о чем свидетельствует существование мазурского интерстадиала, образование отдельных моренных фестонов могло быть более сложно. В связи с этим можно привести замечание Кэрнке, что мазурский интерстадиал соответствует линии остановки ледника к северу от линии Выструць — Прегола, которая в это время была осью маргинальной долины. Более поздняя осцилляция ледника наполнила Сэнпопольскую Низменность и вторгнулась на Поозерье. Судя по размещению интерстадиальных осадков, описанных под Круклянками



и в Пуще Борецкой, можно предположить, что осцилляция охватила уже VI или VII полосу согласно представленной прежде схеме.

### ЗАПРУЖЕННЫЕ ОЗЕРА

Сток вод перед фронтом ледника в южном направлении мог совершаться свободно во время I и II стадии оледенения. Тогда создалась большая зандровая равнина к югу от Щитна и Пиша, а Дылево-Нидзицкий горб пересекался поперечными долинами, ныне частично мертвыми. Свободному стоку препятствовали уже существующие моренные возвышенности, но делали его еще возможным многочисленные поперечные жолобы, а в более широких снижениях могли создаваться либо небольшие зандровые поверхности, либо подпруженные озера. Такие небольшие зандровые поверхности появляются в некоторых местах в окрестностях Ольштына, Оструды и Илавы, но к востоку от Ольштына находятся вернее следы озер.

Особенно загадочно представляются ленточные глины на восточно-мазурском горбе. Во многих местах они лежат на донной морене на уровне 275 и даже 285 м, да и то не в снижениях, а на возвышенностях. Краус (45) предполагал, что глины эти осаждались в вытопленных местах среди мертвого льда. Проблема этих глин вяжется однако с проблемой мазурского интерстадиала, описанного Гесс фон Вихдорфом (24). Как интерстадиальные отложения он описал находящиеся под Круклянками озерные глины и мергели с субарктической фауной (виды *Pisidium*, *Planorbis*, *Limnea*), а также торф, покрытые либо валунной глиной, мощность которой 0,2 — 3 м, либо слоем гравия (под Круклянками). Гесс фон Вихдорф первоначально предполагал, что осадки с фауной и флорой создались в то время, когда ледник колебался еще на Поозерьи, но в другом месте цитированной работы (стр. 345) он пишет, что фронт льда должен был быть значительно дальше к северу. Такую интерпретацию дает также Краус, а после Кэрнке, как это было уже сказано. Появление интерстадиала на всей восточно-мазурской территории на совершенно разных уровнях указывает на то, что в то время не могло существовать какое-то одно большое озеро, но создались различные локальные бассейны. Значительное повышение осадков Краус объясняет более поздними тектоническими движениями. Однако возможно, что достаточной оказалась бы интерпретация дислокаций, вызванных надвигающимся ледником.

Особую проблему составляет широко дискутированная в немецкой литературе гипотеза большого подпруженного озера Прамамров, выдвинутая геологами, делающими в конце прошлого столетия картографические съемки окрестностей Гижицка и Вэнгоржева. Мнимые озерные фа-



лезы чертили едва ли на всех листах геологической карты в масштабе 1 : 25000 территории Мазурского Поозерья, а также на прекрасной обзорной небольшой карте окрестностей Мамров в масштабе 1 : 100 000 (10). Прамамры должны были создаться в то время, когда ледник временно находился в окрестностях Вэнгоржэва.

Гипотезу эту вновь поставил Гесс фон Вихдорф, а после Кведнау (54), которые, размышляя об ограничении запруженного до 132 м над уровнем моря водного бассейна (что было принято как факт не подлежащий обсуждению), пришли к заключению, что ледяной барьер должен существовать также на юге, а Прамамры создались в большом „отверстии” в леднике. Вывод этот не основанный на замеченных фактах геологических и морфологических, и физически едва ли правдоподобный, не заслуживает даже ближайшего рассмотрения. Проблема древних озер критически освещена в работе Крауса (45, стр. 640 и 654), в виду этого не имеет цели повторение всех его аргументов против этой концепции. Краус доказал, что ни гипотеза задержки стока ледником, ни гипотеза „отверстий во льду” не могут быть удержаны. Краус не оспаривает однако существования высоких террас, так как они были ему нужны для подтверждения главного его тезиса, т. е. принятия тектонических движений орогенического типа. Принимая всю критическую сторону его аргументации, нельзя принять положительной стороны, так как лежащее в основе аргументации — существование везде высоких озерных террас — сомнительно. Впрочем, спустя около двадцати лет существование высоких террас оспаривал один из авторов этой концепции П. Г. Краузе (42), а также автопсия Галона с 1935 года (15) и послевоенные наблюдения автора не подтверждают их существования. Галон полагает также, что озерная фауна, описанная Гесс фон Вихдорфом около Езеровского, не происходит из позднего ледникового подпруженного озера Прамамров, но это тот самый интерстадиал, известный из ряда других пунктов, а в Езеровском он был локально открыт озерной абразией.

Обзор района больших озер мы начинаем с юга. Следы более высокого положения зеркала воды несомненны. Подмокшие или торфянистые территории лежат на высоте 116 — 119 м, т. е. от 1 до 4 м над уровнем озера, сопровождая почти везде его берега. Высокие берега выступают только в немногих пунктах: на север под Дзюбелями (20 м), на востоке под Новыми Гутами и Квиком и на продолжении озера (залива) Сексты. Низменность эту ограничивают с востока и частично с запада отчетливые края с довольно выравненным ходом. На дне низменности сохраняются углубления озер Рось, Глэмбоке и Коцелек. Положение этих озер среди подмокших лугов и ограничение всей территории регулярными обрывами около 15 м высоты — говорят за признанием всей низменности бывшим дном озера, реликтами которого являются нынешние озера и которое сое-



динялось со Сьнярдвами. Морфологические факты так очевидны, что всю эту измененность можно признать как „террасу” озера Сьнярдвы. На этой поверхности торчат однако более высокие кочковатые островки на уровне около 120 м, которые можно бы считать следами высшей террасы, когда нагромождение воды равнялось около 5 м над нынешним уровнем, и которые могли торчать при нагромождении воды до 3 — 4 м. Под деревьями Лысоне и Ростки более сухие кочки лежат прямо против устьев долинок потоков, стекающих с зандрового конуса на востоке, а очертание их на карте указывает отчетливо, что это дельты этих потоков, осажденные на дне озера.

К югу измененность суживается и переходит в долину Писы, имеющую вначале около 5 км ширины, но дальше суживающуюся до 1 км. Низменные территории продолжают также в северном направлении поперек моренной полосы.

За жолобом озера Миколайки непосредственные связи выступают в мертвой долине между деревьями Застружне и Дроздово и через бассейн озера Лукнайно. Соединения эти связывают озеро Сьнярдвы с конечными углублениями, тянущимися между моренными зонами III, IV и V. Углубления эти следующие: Лукнайно — Талтовиско и углубление Баген Нетлицких, возникших на месте большого озера, след которого — залежи озерного мела и торфов. Уровень этих измененностей соответствует высотой описанной нижней террасе Сьнядрв, однако мы находим следы более высокой террасы на уровне около 124 м то есть до 8 м над нынешним зеркалом озер. Кроме упомянутых соединений Сьнядрвы должны были когда-то соединяться с углублением Оржиского озера на востоке, а через Белдан с озером Гарты на западе. Можно предположить, что более высокий уровень вод связывался с периодом остановки и отступления скандинавского ледника, а большое подпруженное праозеро отводило тогда воды широкой прадолиной Писы.

Углубления Лукнайно — Талтовиско и Багна Нетлицкие соединяются с третьим углублением, лежащим посередине, но немного дальше к северу. В нем находятся реликтовые озера Шимоньске и Гуркло, а также большое болото Лайты, поверхность которого равняется около 11 км<sup>2</sup> (поверхность Баген Нетлицких составляет около 20 км<sup>2</sup>). Очертание болота кругловатое, а прежняя береговая линия довольно отчетлива. Можно также отличить более низкий уровень вблизи Шимоньского озера на высоте около 118 м и более высокий, отдаленный от предыдущего лесистым моренным горбом и достигающий Рына и шоссе к Гижицку на высоте около 124 м.

Отдельное углубление составляет озеро Негоцин (37). С прежде описанными углублениями оно соединяется посредством жолоба озера Ягодно, который по обоим берегам сопровождают следы высшей террасы.



Ширина этого озера от 0,5 до 1,5 км, а все поперечное снижение в моренах V зоны достигает до 3 км ширины, суживаясь сильнее всего при устье из бассейна Негоцина между Рыдзевом и Богачевом, где ответвляется залив Сайты (называемый также Озером Бочным). Здесь, а также под Ягодным высшая озерная терраса лучше всего выражена морфологически, так как ее ограничивают грани как со стороны моренных возвышенностей, так и со стороны озера. Деревня Рыдзеве расположена на таком песчаном уровне, высота которого от 6 до 8 м. Ширина его от 600 до 800 м и с юго-востока он закончен отчетливой прямолинейной гранью. Выше этой грани выступают гравиевые бугры передовой моренной зоны. Расположенная на южном берегу Негоцина в аналогичном уровне выравненная моренная поверхность не обладает уже настолько отчетливыми террасообразными признаками. Более отчетливая терраса появляется у юго-восточного конца озера в аналогичной ситуации, как под Рыдзевом, т. е. в месте ответвления бокового жолоба, началом которого является Миальский Залив. Высшая терраса на восточном берегу этого залива имеет 200 — 300 м ширины и состоит из песчано-гравиевого материала, содержащего раскрошенные раковины моллюсков. С востока ограничивает ее затертая грань построенная из бурой глины. Кроме этого высшая терраса выступает только на северном берегу озера Негоцин под Вилькасами и Гижицком. Низшая терраса выражена еще слабее. Несколько большие территории она занимает под Гижицком, Стржельцами и на юго-восточном берегу озера.

Двое ворот в моренной цепи соединяют бассейн Негоцина с бассейном Мамров. Одни под Вилькасами имеют лишь несколько сот метров ширины, другие под Гижицком — больше 1 км. Город расположен на высокой террасе и частично на склонах моренных холмов. Отчетливые следы озерных террас появляются между Гижицком и Перкуновом. Моренный островок к югу от Перкунова подрезан площадкой, немного деформированной приспособлениями старого немецкого аэродрома. Он опускается к нижней террасе, состоящей из песка и гравия. Отчетливый след высшей террасы тянется вдоль дороги к Гижицку. В общем над Мамрами отсутствуют следы такого широкого водоема, какой мы нашли над озером Сьнярдвы, однако все малые озера на восточном берегу Мамров должны были когда-то соединяться с ними (Войсак, Трыт, Дгал, Варняк, Гарш).

Просторный уровень в 2 — 3 м относительной высоты между Даргином, Кирсайтами и Бодмой покрыт глинистыми озерными осадками. Низкие луга простираются кроме того около Киль и к югу от Вэнгоржэва, а на западном берегу следы большого протяжения озера мы находим около Кампонка Велькего и Радзева. Однако озеро Дейгуны не соединялось, кажется, с Мамрами, создавая отдельный резервуар, соединенный



с озерами Илавки и Версминия. Вместо того могла существовать связь к востоку через Сьвэнцайно и Стрэнгель с озером Голдопиво и Круклянки. Во всяком случае несомненные террасовые следы позволяют принять максимальное нагромождение вод на 8 до 10 м. Такое нагромождение было бы возможно только тогда, когда с севера и северо-запада временно находился фронт ледника, так как в этом направлении отсутствует естественный затвор.

И так, отклоняя концепцию высокой, 16 м террасы (132 м над уровнем моря), надо принять, что размеры Прамамров были значительно меньше, чем полагали прежде, причем нагромождение вод от 8 до 10 м не было длительно, должно было быть связано с остановкой льда на северном берегу озер и с обильным стоком к югу, так что ворота на юго-западном и юго-восточном конце Негоцина функционировали тогда вернее как реки.

Второй этап в истории озер связывался бы с нагромождением вод до 4 м, третий — соответствует постепенному снижению уровня вод и определению нынешнего очертания береговой линии, что происходило бы в послеледниковый период.

Интересную проблему затронул однако Кведнау (54), который поставил тезис, что укорачивание поверхности Мамров достигло в средневековьи своего максимального состояния, после чего уровень воды (по крайней мере на южных берегах) начал подниматься. Основываясь на хроникальных записках и старых картах, а также вникая в старые мазурские названия частей дна озера, Кведнау утверждал, что северная часть комплекса Мамров составляла 500 лет тому назад бассейн, отделенный от южной части полосой суши, а на озере существовал ряд островов, которых ныне уже нет. В то место протяжение озера к северу было повидимому несколько больше. Из этого Кведнау сделал вывод о повышении северных берегов озера Мамры по отношению к его южным берегам, которые остались затоплены. Он вычислил даже, что такое сравнительное нагромождение в течение 500 лет составило два метра, т. е. в среднем равнялось 4 мм в год. Возможно, что в отношении цифр и указанного периода времени этот вывод слишком смелый, но представленные Кведнау доказательства, которых здесь мы не рассматриваем подробно, заставляют учесть возможность такого вертикального движения.

В связи с этим следует обратить внимание на знаменательный факт, остающийся до сих пор без комментариев, что при несомненном существовании двух низких озерных террас как в бассейне Мамров, так и Сьнядрв, их относительные и абсолютные высоты не одинаковы, хотя существует связь обоих бассейнов и озерные террасы должны ввиду этого располагаться на одной и той же высоте. Но высота озерных террас уменьшается в южном направлении на 2 — 4 м, причем сильнее снижается высшая



терраса, слабее — нижняя. Наконец в долине Писы верхняя терраса к югу скрывается под аллювии пойменной террасы и высота зандрового уровня значительно снижается. Это указывало бы на относительное возвышение северной части бассейна Писы — верхней Вэнгорапы или снижение бассейна Писы по отношению к бассейну верхней Вэнгорапы. Проблема рассмотренных уровней требует однако подробного исследования и применения геохронологических методов.

Перейдем к обсуждению следующего вопроса, который представляют „глины покрывающие” на Сэнпопольской низменности и далее к северу над Преголой. Это жирные красные глины, мощность которых равняется 1—2 м, лишенные валунов или иногда замещающего их песка и залегающие на донной морене. Глины эти считали типичным осадком запруженного озера, однако более или менее 20 лет тому назад Гагелъ (12) и Кэрнке (38, 40) выразили сомнение насчет их лимнического происхождения. Гагелъ высказал взгляд, что эти глины — локальная морена составленная из пермского „пурмаленского” мергеля, а рельеф низменности имеет субгляциальный характер. Эта теория не очень убедительна. Пермские образования залегают ведь под четвертичными осадками, каким же образом они могли бы найтись на поверхности в виде самой молодой морены, к тому же лишенной примеси нордического материала. Ясно что рельеф низменности возник субгляциально, а глины и пески осели в углублениях, между тем как возвышения создают в общем островки донной морены.

Однако абразионные террасы, которые подает обзорная карта территории Мамров, обозначая их пределы вплоть до Срокова и Венгельштына, кажутся сомнительными. Каунигофен определяет высоту верхней террасы на 102 м, низшей террасы — на 65 м. Бернингер говорит о следах береговых линий на уровне 90 м (мульда Эльма к востоку от Гурова), около 70 м в окрестностях Лабэндника и Корши, около 50 м в окрестностях Сэнпополя и Гердав. Выделение этих террас не основывается на отчетливых абразионных рельефах, но на изучении карты и на анализе гипсометрического расположения покрывающих глин.

Несомненным фактом является залегание глин на поверхности, возвышающейся к югу вплоть до окрестностей Решеля, а также в восточном и в западном направлении. К северу очевидно отсутствуют гипсометрические эквиваленты мнимых абразионных граней, что служит Краусу аргументом для поддержки тезиса о молодых тектонических движениях; другие объясняют образование глин в запруженном озере которое снижало свой уровень по мере отступления льда. Краус в своем „Геологическом Проводнике” стоит на той точке зрения, что ледник в южной части углубления Балтийского моря стоял раньше чем в восточной части,



ввиду чего отвергает возможность задержки мнимого огромного озера гранью льда, но он предполагает что это не совсем точно обосновано.

Подводя итоги, кажется, что Сэнпопольская низменность могла быть осью движения ледникового языка во время великой мазурской осцилляции, но топография ее не характерна для территории мертвого льда, а покрывающие глины и пески осадились в застое перед фронтом отступающего ледника.

Кроме Сэнпопольской низменности местами, где существуют малые запруженные озера, являются окрестности к северу от Лидзбарка, к востоку от Гурова Илавецкого, к северу от Срокова, к северу от Вэнгоржэва, к югу от Кеитржица, наконец в так называемой „мульде скалнской“. Озера эти стекали одновременно с отступлением ледника. Из рассмотрения простиранни морен следует, что VIII фаза обозначаемая моренами в окрестностях Лидзбарка и Норденборка, не оставила отчетливых морфологических следов на Сэнпопольской низменности, где фронтальная часть ледника отступала постепенно, запруживая комплекс озер, уровень которого снижался по мере отступления ледника, а осадки лежат ныне на высоте 60—80 м. Следующих этапов мы не можем наблюдать, так как оставшуюся часть низменности отделяет политическая граница, но вопреки утверждениям Крауса, на основании простирання гуровских морен можно предполагать, что со стороны углубления Балтийского моря существовал ледяной барьер. Это, впрочем, согласно с тем, что мы знаем о механике движения льда, что наполняет он прежде всего углубления, приспособляя свое движение к структуре основания. Можно однако также предположить, что на нынешнее гипсометрическое размещение глин покрывающих могли иметь влияние эпейрогенические движения.

#### РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Самой важной рекой северного ската Мазурского Поозерья является Лына, бассейн которой тянется вплоть до южного рубежа поозерной полосы в окрестностях Недзицы. Длина ее равняется 289,4 км (28), а течение проявляет несколько характерных перемен направления, происходящих из значительных форм рельефа. Верховье реки в районе Поозерья от истоков и до окрестностей Лидзбарка имеет в общем направление к югу и расположено на протяжении жолобных озер на оси вышеупомянутого „языка верхней Лыны“. Повыше Ольштына вообще речная долина не существует, река же Лына является соединением нескольких озер, среди которых озеро Ланское достигает глубины 57 м. Частично эрозионным характером отличается только средний отрезок. Около Ольштына, ниже устья Вадонга река Лына течет на протяжении свыше 10 км в глубоком проломе между двумя жолобами, но севернее Гуткова



снова переходит в жолоб с мало видоизмененными контурами и с частично сохранившимися остатками прежних озер. Перемена направления и одновременно характера долины происходит только ниже Доброго Места около Ланева. Здесь именно река поворачивает на северо-восток, протекая через последний моренный фэстон (VIII) Поозерья, приобретая характер правильной эрозийной долины. Пролом произошел вероятно, подобно аналогичным случаям, вследствие предрасположенного снижения и вызвал перемену направления верхне-лыньских вод, которые прежде имели частично исход к югу, вплоть до Омалева или Оржица, а в дальнейшем — на запад, в бассейн Паслэнки.

От Ланева через Лидзбарк и до Бартошиц Лына сохраняет северо-восточное направление, отклоняясь от Бартошиц вплоть до Сэнпополя на восток, а затем вновь направляется к северу. Отрезок реки Ланево — Сэнпополь является срединным, нижним же течением следует признать ту часть долины, которая раскинулась по глинистой поверхности Прусского Низовья, от Сэнпополя вплоть до устья. Река образует здесь два явственных изгиба направления: до Фридлянда течет на север, а затем поворачивает на восток, а от Альберги вновь направляется к северу, сохраняя это направление до впадения в Преголу под Велявою. Кривая склона в верхнем течении обнаруживает видимую переменчивость и незначительный общий уклон, в дальнейшем течении реки склон растет, однако вблизи устья снова уменьшается. Это явление характерно для всех рек восточно-балтийского побережья и автор анализировал его на примере рек Немана и Двины (32, 34).

Углубление долин в среднем и нижнем течении интенсивное и достигает от 20 до 30 с лишним метров. Террасы обнаружены здесь впервые Клебсом (29). О старинном дне долины выше Сэнпополя упоминает также Келлер (28), который сверх того обнаружил в нижнем течении немногочисленные остатки песчаной переходной ступени.

Террасы на протяжении Лидзбарка и за Бартошицами более подробно описал Бернингер (1). Он отличил прежде всего главную террасу, которая в окрестностях Лидзбарка располагается на абсолютной высоте 75 м (а следовательно около 15 м относительной высоты) и ниже Бартошиц соединяется на высоте 51,5 м с поверхностью запруженного озера. По его мнению, должна это быть местная терраса, происшедшая от преобразования в террасу дна жолоба. Вверх, за Бобровниками терраса эта, как он полагает, не простирается, а река вьется здесь по дну самого жолоба. Произошло это якобы вследствие того, что долину перерезывает здесь полоса конечной морены, действующая в качестве порога и местного базиса эрозии, еще не преодоленного вспятой эрозией Лыны.

Вторую местную террасу создает так называемая Бернингером „шведская ступень“ севернее Лидзбарка. Кроме того, Бернингер



различает две аллювиальные террасы: верхнюю, относительной высоты около 5 м, и нижнюю, высотой в 1 — 3 м, определенные им как полигенические террасы, возникающие всегда при меандрировании реки. Попытка связать террасы Лыны с террасами Преголы не была произведена, т. к. по мнению Бернингера их возникновение было вызвано исключительно местными двигателями. Обнаруженных Клебсом террас нижней Лыны, от Альберги вплоть до Велвы, Кэрнке не считает остатками прежних уровней долин, но подкопанными склонами, лишенными верхнего края, а следовательно — не имеющими форм террасы, возникшими вследствие соскользывания реки, причем долина имеет характер врезанного ущелья; террасы появляются только повыше Фридлинда.

Бернингер и Кэрнке существование их приписывают отчасти использованию рекою старого жолоба, дно которого составляет ныне псевдотеррасу, отчасти же местному углублению в рельефную ступень южнее Фридлинда, где обнаружена прекрасная терраса на высоте от 26 до 32,5 м. Кроме этой террасы существуют две ниже расположенные аллювиальные ступени. Кэрнке отрицает существование общей причины возникновения террас в бассейнах рек Немана и Преголы. По его мнению, деятельность эрозии в послеледниковый период была незначительна, а в долине Преголы преобладала постоянно аккумуляция, связанная с понижением суши. Все террасы в речных бассейнах Немана и Преголы являются первобытными формами, причиною которых было существование местных базисов эрозии и перехватов.

В противовес к Кэрнке, Краус утверждал, что почти все долины рек бывшей Восточной Пруссии имеют по два уровня террас, обнаруживающих постоянство и однообразие, а также сходные относительные высоты. Причиною такого явления могут быть климатические перемены или же тектонические движения. Так, как климатические перемены, могущие вызвать значительные разницы течения и транспорта, не были известны в послеледниковый период, как достаточно сильные, остается лишь объяснить возникновение террас только тектоническими движениями, причем Краус полагает, что движения эти были орогенические, а не эпейрогенические, возникающие постоянно, а не периодически — ритмически. Здесь ход рассуждений Крауса находится в противоречии с явлениями, наблюдаемыми в окрестностях Балтийского моря, а прежде всего в Фенноскандии.

На основании наблюдений в долинах Двины и Немана — где Кэрнке не производя местных изысканий, имел ввиду лишь первобытные террасы, не связанные с морфологической послеледниковой эволюцией — автор настоящего труда выследил постоянство и взаимную связь отдельных частей объясняя эти свойства в связи с историей Балтийского



бассейна. Возможно было бы заранее прийти к заключению, что долины северных склонов Мазурского Поозерья тоже должны были испытать такие же этапы, как Висла, Неман или Двина. Прорезы долин несомненны, следует лишь разрешить вопрос, действительно ли террасовые фрагменты обнаруживают постоянство и аналогию расположения с наблюдаемым на пространствах соседних речных бассейнов, или не возможно-ли связать их между собой. Наиболее подходящим методом является анализ продольного профиля террас, однако ни Кернке, ни Краус этого метода не применили.

Знакомясь летом 1948 года со средним течением реки Лыны, можно было с несомненностью установить появление трех террас, которые представляются следующим образом:

I — пойменная, высотой 1 — 2 м, построенная из речных песков,

II — средняя, высотой 5 — 6 м, тоже песчаная,

III — верхняя, высотой 12 — 15 м, эрозионная (выше Лидзбарка снижается до 10 м).

Прорез долины по отношению к уровню запруженного озера достигает 30 — 35 м. Однако уже в окрестностях Добрэго Мяста, согласно с прежней характеристикой, долина Лыны не имеет признаков эрозионной долины, но представляет видоизмененный озерный жолоб. Однако затруднительно говорить о жолобах в районе запруженного озера, особенно весьма необыкновенным жолобом должна была бы быть долина средней Лыны, как это представлял себе Бернингер, так как она была бы расположена косо к направлению движения ледника и его передовой части, пересекая район запруженного озера, образование которого в этих условиях было бы по меньшей мере странное, так как существующий жолоб дал бы возможность стока вод, не допуская слишком большого нагромождения вод. Если мы будем проектировать высоты террас, описанных Беррингером (1) и локализованных на карте 1 : 25 000 на продольный разрез реки, то мы заметим увеличение их относительной высоты вдоль течения и затухание их на участке между Лидзбарком и Смоляйнами, а тогда как верхняя терраса сливается с уровнем глин Сэнпопольской низменности и нижнего течения р. Преголы (фиг. 47). Хотя в настоящее время невозможно связать нижнюю и среднюю террасу непосредственно с приморскими террасами или отложениями, но все таки сходство с развитием террас в долине Немана и Двины явственное. Меньшая высота террас р. Лыны объясняется легко тем, что эта река значительно меньше, а в связи с этим имеет более слабую эрозионную силу. Верхняя терраса принадлежала бы в таком случае позднегляциальной эпохе, прорез в этот уровень, аналогично с соседними бассейнами, приходился бы на период Иольдии, две нижние террасы соединялись бы с послегляциальными переменами уровня Балтика в Анцилюсе и Литторние. Морфологическая



эволюция нижнего течения не доходила до верхнего течения, в котором гидрографические отношения после отступления ледника подвергались только небольшим видоизменениям.

Долина р. Вэнгорапы имеет на территории Польши более короткое протяжение, чем долина р. Лыны. Гагель (7) описал существование террас, которые однако исчезают в сужении долины около Якунова. В скалистой мульде террас нет, но они были обнаружены в среднем течении Берендтом, на которого ссылается Кэрнке (39). Он говорит о более высоком уровне, снижающемся от 77,5 м (выше Даркеймов) до 65 м (около Кисели), а также о более низком уровне, который на тех же участках долины достигает высоты 75 м и 60 м и выходит в низменность над рекой Писой на уровне 46 — 48 м. Однако Кэрнке не указывает относительной высоты этих террас и не анализирует продольного разреза; так что его выводы на тему их местного характера не имеют достаточного обоснования.

На основании представленного описания долины и на основании рассмотрения карт 1 : 25 000 можно предполагать, что только среднее и нижнее течение р. Вэнгорапы подверглись омоложению в послегляциальный период, а выделенные немецкими исследователями террасы соответствуют аналогичным террасам долины средней и нижней Лыны и Немана, но верхнее течение р. Вэнгорапы и долина ее притока Голдапи могут иметь только локальные террасы.

Среди Мазурского Поозерья террасы имеют также реки Паслэнка и Дрвэнца. Террасы р. Паслэнки не были исследованы более детально. Террасы р. Дрвэнцы исследовал Галон (13), отмечая четыре долинных уровня, из которых верхний, происходящий с периода остановки ледника в южной части Поозерья, не может иметь аналогичного уровня на реках северного ската, тогда как остальные указывают на ту же тройную цикличность явлений эрозии и аккумуляции, которую мы наблюдали на р. Лыне, хотя средняя высота террас над р. Дрвэнцой больше (приблизительно на 2 — 7 метра). Такую большую высоту террас р. Дрвэнцы легко можно объяснить приспособлением их к террасам долины р. Вислы, которая, как река значительно большая, сильнее эродировала вглубь.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение форм центральной части Мазурского Поозерья, основанное на анализе существующих геологических карт и на литературе предмета, подкрепленное автопсней и морфологическим нанесением на карту окрестностей больших озер, дает возможность сделать следующие выводы:

1. Мазурское Поозерье соответствует не только Померанскому Поозерью, но и всей зоне, на которой в западной Польше выступают озера,



следовательно здесь, на сравнительно узком пространстве, сходятся морены трех главных стадий наиболее молодого польского оледенения (варшавского II, оледенения Вислы), а в развитии моренных фестонов можно проследить 9 главных фаз, из которых по крайней мере три последние созданы большим колебанием.

2. Отступление ледника было связано с появлением многочисленных запруженных озер, следами которых являются глинистые осадки на допной морене и два террасовые уровня на больших мазурских озерах, появляющиеся на высоте около 2 — 4 м и 5 — 10 м.

3. Послегляциальная эволюция, связанная с историей Балтийского бассейна, способствовала омоложению нижних частей долин, приводя к возникновению системы трех террасовых уровней. Аналогия с территориями бассейна нижнего Немана и нижней Двины указывает на релятивное возвышение Поозерья по сравнению с уровнем Балтийского моря, но на меньшую интенсивность этого процесса на юге, чем на севере, о чем говорит сравнение относительных высот, соответствующих по времени террасам рек Двины, Немана и Лыны, а также морфологические разницы между долинами рек северных и южных склонов Поозерья.

Настоящее расположение местных горбов и снижений отражает подледниковую поверхность, которая проявляется не только как размещение больших форм, но и повлияла на движение пластов льда, причиняя дифференциацию их на активные языки, подвигающиеся вдоль снижений, и менее активные или метрвые, залегающие на возвышенностях, что позднее проявилось в размещении меньших форм: моренных фестонов, жолобов, озов, зандров и холмистой морены.



Jerzy KONDRACKI

## REMARKS ABOUT MORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE MAZURIAN LAKE DISTRICT

(with 4 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

The author distinguishes within the Mazurian Lake District 9 belts of moraines corresponding to the whole period of the so-called Baltic Glaciation (=the Vistula Glaciation, or Varsovien II). The ice recession has been interrupted by the Mazurian oscillation. Before the front of the recessing ice there existed ice-dammed lakes and the waters of the to-day's lakes were impounded up to + 10 *m*. The author rejects, however, the idea of terraces, being about 20 *m* high. The postglacial rejuvenation of the valleys has only comprised their lower courses where three systems of terraces have been developed in a way quite analogical as within the Niemen and Dvina valleys.

### INTRODUCTION

The Mazurian Lake District comprises from a wider viewpoint the area between the lower Vistula and the lower Niemen; it is limited from the north by lakeless areas, elevations and lowerings over the lower Pasłęka (Passarge), Lyna (Alle) and Pregola (Pregel), and from the south by a distinct border line of the lakes extent bound with the last Scandinavian Glaciation.

Every hypsometric map (fig. 44) proves the existence in this region of two culminations which are distinguished by large areas elevated up to over 200 *m*. These are Dylewo Hills (312 *m* Kernsdörfer Höhe) on the SW and the Szeszki hills (309 *m* Seesker Höhenzug) on the east. The Lake District slopes down considerably towards the Vistula valley and at the same time the whole area becomes wider. The valleys of the Drwęca and Osa rivers dissect the western area into three zones of a SW—NE direction. A change of the direction into a SE one takes place in the neighbourhood of the Dylewo Hills. The elevation mentioned above, being over 200 *m* high, is stretched from the culmination of the Dylewo Hills towards Nidzica. This is a rather



uniform area which is merely incised by several troughs of a perpendicular direction in regard to the elevations axis. The Lake District slopes in the area between this elevation and the Eastern Mazurian and Suwałki elevations where still occur larger areas above 200 *m* contours at the same time it becomes narrower and changes its direction into the eastern one with a slight, northward deviation.

The above central part is characterized by a greater irregularity of smaller forms and by the uppermost concentration of lakes. It is also limited from the north by a plain lying under 100 *m* and representing a ramification of the widespread lowland over the Pregel which becomes more narrow southward; from the south stretches the Kurpie and Pisz Forests plain which slopes down from ab. 140 *m* to 100 *m* over the Narew river.

The narrowing of the Lake District belt between the neighbourhoods of Szczytno on the south and Reszel on the north is only ab. 50 *km* wide while this District widens up to 100 *km* towards the Vistula valley and it exceeds 70 *km* in width on the east. That central narrowing of the Lake District, owing to the lowlands protruded from the north and the south, occurs upon the axis of the depression in which the Kuronian Haff is situated, but it is also not distinguished by the uppermost dip of the summit surface which exceeds here in a number of places 200 *m* of height, while the uppermost transversal dip and the lowest situation of the watershed of the southern and northern slopes occurs somewhat more eastward. This is the so-called "Mazurian valley" — a system of large lakes situated on one level of ab. 116 *m* and drained northward to Pregel as well as southward in the Narew and Vistula direction.

The eastern part of the Mazurian Lake District which comprises the meridional upland between Goldap and Olecko (together with the Szeszki Hills) as well as the whole Suwałki Lake District, is still more hilly than within the central part.

Apart from the western and eastern parts of the Mazurian Lake District we shall discuss now its central area between the Dylewo Hills and the Szeszki Hills. It may be divided into four parts:

a) the depression along the line of the upper Łyna—Omulew rivers where the watershed slopes down below 140 *m* and the maximal heights do not reach 200 *m*;

b) the central area elevated above 140 *m* with a number of points exceeding 200 *m*. e.g. in the neighbourhood of Szczytno 201 *m*, in the neighbourhood of Biskupice 216 *m*, SE from the Luterskie Lake 212 *m*, 202 *m*, 206 *m*, 221 *m*, in the neighbourhood of Mrągowo, 206 *m*, 200 *m*, 208 *m*, 211 *m*, eastward from Uźranki 212 *m* and near Budziska 202 *m*;

c) the depression of the large lakes Śniardwy and Mamry which bifurcate upon the level of 116 *m* up to the drainage basin of the Pregel and Vistula;



d) the eastern area with the Płowiec Hills culmination 205 *m* (in the neighbourhood of Elk), within the Borek Forest 223 *m* and the Piłackie Hills eastward from Węgorzewo 207 and 219 *m*.

#### THE EXTENSIONS OF THE GLACIATION PHASES

The youngest glaciation which advanced far to the south in the drainage basin of the Odra river and in the area of which a number of distinctly specific stages may be distinguished, proves eastward from the Vistula a convergence of particular morainic belts which meet together in the NE direction in such a way, that the terminal lines of the stages, which cover upon the Gopło Lake meridian ab. 300 *km* of width, meet on a relatively narrow belt of 50—70 *km* of the Mazurian Lake District. In view of the above the correlation of particular glaciation stages is bound with certain difficulties (fig. 45).

The German geologists (Woldstedt and others) differentiate within the youngest glaciation (the Vistula Glaciation) three considerable stages: the Brandenburg, Frankfurt and Pomeranian ones. To the Brandenburg stage in Poland would belong the southern moraines of Poznań, but the further eastern strike of this stage is not clear enough; it might be covered by the formations of the younger Frankfurt stage to which the moraines of Poznań, Płock and Dobrzyń are assigned as well as the outer moraines of the Mazurian Lake District. The Pomeranian stage would stretch from Kwidzyn through Ostróda, Olsztyn, Kętrzyn, Węgorzewo, Goldap. The three stage system of the last Glaciation is a doubtless phenomenon, but the extension of these stages in Poland must be looked upon in a rather different way and as a starting point one must consider the neighbourhood of the lower Vistula valley. The outer belt is formed here by the moraines of Dobrzyń, the middle belt by the ones of Brodnica and the inner belt by the Pomeranian stage which form a distinct glacial lobe within the lower Vistula valley.

The extension of the most outer stage of the last glaciation which comprises on the west the Dobrzyń Lake District, runs through the region of Lidzbark Welski and Dąbrówno, up to the sources of the river Łyna. Distinct morainic ridges occur in the neighbourhood of Nidzica and Napiwoda and they reach their culmination at 225 *m* in the so-called Gold Mountains (Złote Góry). Detached elevations among the outwash plain may be considered as a prolongation of that chain. They comprise the „Błędne Góry“ near Rydzówka (188 *m*) and „Zielone Góry“ (173 *m*) near Szymany. The relative altitude of these moraines amounts to about 40 *m*.

The border line of the hilly morainic area and of the outwash plain is very distinct on the NE from Szczytno. Gravel accumulations have been largely exploited and occur in the landscape not in the shape of hills, but as



depressions. The altitude of hills increases northward. They are extended along several kilometres reaching the culminations of 201 and 207 *m* and are partly overgrown with forests. The belt of moraines is curved in the northern direction from Kiejkuty to Miętkie and then it turns eastward and runs between Babięty and Nawiady eastward from the lake Mokre (in the block facies, 44) and towards the southern coast of the lake Śniardwy (Spiriding). According to the map of the Śniardwy Lake (35), the rather low morainic hills occur at Wydryny close to Niedźwiedzi Róg upon Ostrów in the southern part of Śniardwy and near the village Kwik (where a great accumulation of boulders occurs).

Southward from the above mentioned elevations there begin the sandy area of the Pisz Forest, but on the other side the outwash plain penetrated in the breaks between the moraines towards their next belt what particularly can be seen westward from Szczytno, northward from Kiejkuty in the direction of Dźwierzuty and along the western coast of the Śniardwy Lake in the direction of Mikołajki. The outwash plain surface is flat, gravel-sandy and it slopes southward, with average slope equaling to about 0,5 to 1%, passing into the terrace of the Pisa valley. The outwash plain extends eastward up to the Elk region; it is limited from the north by terminal moraines over the Orzysz and Drugliny Lakes which crosses the highway Orzysz—Elk between the villages Renkusy and Talusy.

The next stage lies on the extension of the moraines of the neighbourhood of Lubawa, Dylewo and Olsztynek; it runs southward from the lakes Pluszne and Łańskie through Lipowskie Góry 198 *m* eastward from which begins the great Kurpie outwash plain. The discussed stage occurs near Jedwabne in the shape of beautiful morainic ridges the relative altitude of which is over 40 *m*. The hills are built up of boulders and gravels and they close from the south the terminal basin of the Świętajno Lake.

The moraine belt turn further northward in a line parallel to the formerly described first chain. The gravel hills of this phase occur near the village Grom (at mid-way between Szczytno and Pasym). We consider as their prolongation the sandy ridge along the western coast of the Sasek (Schoben) Lake. Coarse sand with gravel occurs here on the surface, below it we find loamy sand, arenaceous clay and sand.

The morainic belts which describe wide, parallel arcs upon the axis of the upper basin of the Łyna, outline the glacial lobe which eastward ended upon the line Biskupiec—Szczytno. It may be called the lobe of the upper Łyna.

Eastward from the line Biskupiec—Szczytno the moraines assume a parallel course and we may notice, that they are not at all curved southward in the region of the large basin of the Śniardwy lake, as if the depression of



the „Mazurian valley“, which is supposed to even possess a tectonic pre-disposition, did not exist at all. Speaking again about the situation over the Sasek Lake we must state that this is the place where occurs the border line between the two ice lobes: the lobe of the upper Łyna, and the Central-Mazurian ones.

The second morainic belt has been distinguished, as well as the first, by abundant accumulations of outwash plain sands. These sands partly cover the moraines of the first stage.

The third morainic belt belongs to the so-called main Baltic moraine, representing the characteristic axis of the Pomeranian Lake District.

The prolongation of the Pomeranian moraines eastward from the Vistula is probably stretched from the neighbourhood of Kwidzyn through Zalewo, in the direction of Morąg where it outlines the Vistula lobe; beginning with the Morąg district the moraines turn again in the SE direction and they repeat the curved outline of the already mentioned lobe of the upper Łyna. Their course may be traced between Ostróda and Olsztynek on one side, and Olsztyn on the other; they form there three, not much individualized belts. One morainic zone is outlined near Gryźliny and the second between the lakes Wulping and Stawiguda, where the forms are very distinct, and the material is mixed with a preponderance of gravely sands and loam. The prolongation of both these morainic belts runs through the Purdzkie forests, northward from the Łańskie Lake and it crosses the highway from Olsztyn to Pasym within the neighbourhood of the Kośno Lake, turns towards NE.

The whole area of the Purdzkie and Ramuckie forests is stretched upon the hilly area of sands with boulders, that it cannot be considered as the outwash plain area, as has been marked upon the Woldstedt's (59) map.

The eastern end of that third double belt of the upper Łyna occurs southward from Biskupiec, where the directions of the moraines changes into the W—E. They are stretched as a distinct belt southward from the highway Biskupiec—Mrągowo, and they reach a 216 *m* culmination near Kobuły and Rudziska, and 206 *m* near Krzywe at denivelations from 50 to 60 *m*.

A characteristic area with gravel and boulders occurs northward the Śniardwy Lake reaching an altitude up to 178 *m*.

Upon the outer side of these moraines there occurs the terminal depression of the Nietlicka Marsh together with the remnant lake Wąż. These bogs lean from the east upon the Buwelno Lake. Along its southern prolongation in the direction of the Tyrkło Lake, one may notice traces of the trough with but a very uneven longitudinal profile with a number of steps and erosion kettles. The steep, sandy-gravely slopes, nearly 50 *m* high, represent here an almost mountainous landscape. Beyond this trough the elevations northward from Góra reach up to 174 *m*. The material is gravely with numerous boulders everywhere.



The whole described morainic belt forms a characteristic landscape element and represents the border between the mostly loamy areas on the north and sandy regions on the south. The moraine belt become more distinct eastward, and their altitudes in many places are greater than 180 *m*. This chain is stretched through Skomack northward from Elk. The altitude and the massiveness of the morainic ridges, their continuity over a considerable area, as well as the fact of the occurrence of a great landscape difference upon the inner and outer sides prove, that this is the border line of two different stages of glaciation; this might be proved by the junction with the main Pomeranian moraines, mentioned at the beginning of the description.

Northward from the above moraines prevails the landscape of the hummocky drift.

From Gietrzwałd up to Barczewo, through the neighbourhood of Olsztyn there is stretched a belt of hills which might be considered as the fourth morainic belt, originating from the recession of the preceding stage. Further on eastward they occur within the neighbourhood of Mrągowo and Mikołajki, and they next run into the moraine of the third phase.

The fifth morainic belt is somewhat more individualized; it is stretched northward from Olsztyn, through the neighbourhood of Dywity, northward from Biskupiec and Mrągowo towards Ryn. These moraines mount above 208 and 212 *m* northward from the Giełdźskie Lake, and near Budziska 202 *m*. The line of moraines is forked eastward from Ryn. The landscape forms are very characteristic, as for instance at the highway to Giżycko between the villages Trosty and Skop, where a beautiful, steep ridge, 183 *m* high, rises nearly directly from the plain, lying at a level about 60 *m* lower.

Several *km* northward from the highway the altitude of the moraine reaches up to 193 *m*. The outer morainic line is directed towards the SE in the direction of Prażmowo over the Jagodne lake; the inner line is stretched over an area of several *km* along the highway to Giżycko and it crosses it only between Szczybały and Wilkasy where the altitude of the hills reaches up to 166,4 *m* and where they are regularly disposed into three parallel curves. The material of the hills is finer than near Trosty, and it is even partly arenaceous. That line of the moraines surrounds from the west the basin of the Niegocin Lake, it crosses its SW narrowing near Bogaczów and finds its prolongation after a 2 *km* breach upon the second coast of the lake beyond Rydzewo.

The "Trosty", as well as the "Szczybały" curves run further on in a parallel line being several *km* far from each other in the direction of Paprotki. We find them northward and southward from the last village in the shape of irregular gravel hills, put over an undulating or hilly area of the ground moraine. The moraines southward from Paprotki are more conspicuous; they



reach up to 164 *m* of altitude. At the side of the Buwelno Lake the moraines are lowered eastward. It seems that the „Paprockie Mountains“ find their continuation within the village Konopki Wielkie and near Talki, but their more inner line is directed towards the village Miłki, and it then turns northward in the direction of Staświn and further on towards Kożuchy Wielkie and Spytkowo; in this way it surrounds the Niegocin lake from the east.

The third, and the most poorly outlined morainic zone surrounds directly the Niegocin Lake as an aforested ridge from Wilkasy up to Strzelce, upon the western coast, as well as near Ruda and Grajwy upon the eastern coast.

The sixth morainic belt is outlined southward from Dobre Miasto and Jeziorany, the Luterskie and Legińskie lakes, where it reaches in certain places over 200 *m* of altitude (max. 221 *m*). The composition of the moraines is various: besides an accumulation of boulders there occur sandy and gravelly hills and loamy walls. Further on eastward this line is stretched through the region of Pilec and Święta Lipka where turning southward from Kętrzyn it crosses the highway and the railway line Kętrzyn—Giżycko in the vicinity of Martiany and Pohybel; it then is directed northward from the Dejguny Lake being divided into two zones, one of which turns southward, encircles the southern part of Mamry (Mauer-See) and as a double wall accompanies the Tajty Lakes along their northern and southern coast, tracing its further run between Niegocin and Mamry through Giżycko (Lötzen) in the direction of Węgorzewo up to the village Spytkowo. The second zone runs along the southern coast of the Doby Lake towards the narrow pass between Doby and Kisajno, it crosses the basin of Mamry being marked by the shallow place at the lake's bottom and forming a number of hills upon the eastern coast of the Dargin Lake and is directed through Pieczarki eastward, and in the direction of Wyłudki and Krukłanki where it turns by a mighty curve in the SE direction embracing the basins of the Wydmin and Gawlik lakes.

Considering still as starting point of differentiating the morainic belts, their disposition along the Olsztyn meridian, we may recognize as the seventh stage of the District Lake the morainic belt stretched southward from Orneta through the Łyna valley and further eastward. Here belong moraines occurring northward from the Luterskie Lake and also in a less distinct shape southward from Reszel and near Kętrzyn. Not very typical morainic hills NE from Kętrzyn gain in altitude and are divided into several belts, one of which is directed northward towards Srokowo and Rydzewskie Lake and then along the Węgorapa (Angerapp) valley in the NE direction. This morainic belt is mostly composed of boulder clay among which gravel lenses occur only from



time to time. The landscape forms are in consequence very specific: they are formed of elongated walls with not very steep slopes which are sometimes asymmetric, like for instance the ridge occurring eastward from Srokowo of an altitude of 157 *m* which is crossed by a large serpentine of the highway. This western (inner) slopes of this hill are more steep than the eastern (outer) ones. This entire morainic line represents upon the area from Orneta to Srokowo the northern border of the Lake District zone and is limited on its outer side by the depressions zone.

It is still possible to notify further on northward upon the Górowo elevations very distinct young lines of the ice margin, but lakes are very few here. Before discussing, however, these young phases, we shall speak about the eastern ramification of the previous Orneta—Kętrzyn zone. The clearly perceptible boulder belt, marked on the Prussian geological maps, runs along the western coast of Mamry Lake through Radziejewo village and it is possible to suppose that the narrowing between the basin of the proper Mamry and Świętajno, and the Dargin Lake, though they are deprived of distinct moraines, is predisposed by the line of between ice margin the two depressions (Doby—Dargin on the south and Mamry—Świętajno on the north). This zone is stretched further eastward in the shape of a distinct morainic ridge towards Kutry. The second mighty morainic belt is outlined eastward from Węgorzewo along the northern coasts of the lakes Świętajno and Stręgiel; its altitude and width increase in the neighbourhood of Piłaki and Grodzisk where the landscape becomes almost mountainous; its absolute altitudes reach 219 *m*, and the relative ones almost 90 *m*. These are the so-called Pilackie Hills built up of gravels and accumulations of large blocks. This morainic zone is stretched eastward along the left bank of Goldap; it turns northward near Kalnizki where it is thrown over upon the right bank of that river and is stretched as a belt up to 10 *km* wide along Goldap towards the NE in the direction of the Rominty Forest. The landscape of this belt is very hilly and mostly built up of gravels, as well as of accumulations of boulders.

The eighth morainic belt is distinguished northward from Orneta as not very high gravely hills embraced, however, from the south by a belt of the outwash plain which fills the depression of the Drwęca valley tributary of the Pasłęka river (Passarge). This belt of moraines becomes more picturesque within the neighbourhoods of Babiak and Runowo where they form a southward arc and cross the Łyna valley near Łaniewo. They represent here a vivid landscape border line between the aforesaid area of outwash sands on the SW and the loamy ground moraine on the NE. The outwash plain penetrates along the Łyna valley southward, where it forms a terrace from over 10 to 20 *m* high.

Eastward from the Łyna valley the altitude of the marginal moraines increases, the landscape becomes conspicuously hilly and we may conclude



that its origin was due not only to the accumulation at the margin of the ice, as we find near Lidzbark pressed out white quartz sands with lignite, which are assigned to the Miocene. The steep morainic hills rise here up to 60 *m* over the Łyna valley bottom, and up to 120 over the sea level. Northward from Lidzbark, upon the left Łyna bank there lie over clays, which represent traces of a lake within the terminal depression of the Lidzbark lobe. As they lie upon the relative altitude of over 30 *m*, that gives us the idea of the downward erosion since the recession of the ice sheet. The discussed morainic belt gradually dies out eastward from Lidzbark, but as a prolongation of the Lidzbark moraines, besides the Sępopol Lowland filled with covering clays, may be considered a rather low gravely hill within the neighbourhood of Barciany, and then the morainic landscape of the Nordenbork neighbourhood. Beyond the Poland's boundaries, as corresponding, can be considered the chain of hills stretched between Insterburg and Gumbinnen.

At last the youngest, ninth stage of glaciation within the discussed area is composed of beautiful, concentric morainic arcs occurring on the Górowo upland. Three morainic belts, 1—3 *km* far from each other and turned by their convex part towards SE, may be differentiated here. The most outward of them, lying eastward from Dzików Hławecki is mostly built up of fat loam and it reaches a culmination of 203 and 211 *m*, as well as 193 *m*, at relative altitudes of 40 to 60 *m*. The second morainic chain is stretched close westward from Dzików and northward from Kandyty where they prove a culmination equaling 203 *m*, 203 *m* and 216 *m* (the aforested Góra Zamkowa); the third, most northern and less distinct chain, is not higher than 190 *m*. The strike of the moraines proves that they were rather deposited by the glacial lobe of the Gdańsk Gulf, and not by the Central-Prussian (or Central-Mazurian) lobe, as it was supposed by Kraus (45). It is difficult to say whether there exist forms corresponding to the Górowo moraines from the NE, as we have to deal here with an area lying outside Poland's frontiers, and the German geologic literature supplies us with no closer indications. On the west corresponding places must be looked at within the Elbląg Hills.

Hoffman (25) has distinguished in his morphological sketch concerning the Mazurian Lake District 5 morainic belts, which are only partly identical with the above described ones. As first he considers hills lying fully among outwash plain sands and generally stretched outside the border line of the lakes reach. His second belt would correspond to our first one (moraines at Szczytno) and partly to the second. The third and fourth are considered in a more or less similar way, but Hoffman does not differentiate the fifth and sixth ones; his fifth belt corresponds to approximately our seventh one.

We have discussed above the succession of the glaciation stages upon the Mazurian Lake District, considering as starting point the meridional cross



section through the Olsztyn region. There exist, however, great differences between the western and eastern parts of the Lake District. The phases which are distinctly marked within the western part, die out within the eastern one, and *vice versa* there occur new ramifications of the morainic belts which are not chronologically bound with the moraines of the second part of the Lake District. These differences might be represented in the following table:

Phase	Section through Olsztyn	Section through Giżycko
I (Dobrzyń moraines)	Moraines Nidzica—Szczytno (double belt near Nidzica)	Southern coast of Śniardwy
II (Brodnica moraines)	Jedwabne—Sasek Lake moraines	Moraines within the neighbourhood of Orzysz
III (Pomeranian moraines)	Stawiguda—Pasym moraines	Northern coast of Śniardwy
IV ..	Moraines within the neighbourhood of Olsztyn (Allenstein)	
V ..	Moraines near Dywity	„Paprockie Mountains“ (3 belts)
VI ..	Moraines southward from Dobrze Miasto	Neighbourhood of Giżycko
VII ..	Moraines of the Luterskie Lake	Moraines over the Mamry lake (3 belts)
VIII ..	Moraines southward from Lidzbark (Heilsberg)	Moraines near Nordenburg
IX ..	Górowo moraines (3 belts)	—
Number of single belts	12	11

The distance between these two belts amounts to ab. 100 km. If we move eastward beyond Kruklanki and Wydminy up to the Elk valley, we enter the area of a very complicated morphology, where it is nearly impossible to differentiate particular morainic belts. Such a region is comprised in the area of the Borek Forest and Szeszki Hills (Seesker Höhenzug). It is only possible to prove that it corresponds to the phases III—VII, i.e. to the whole zone of the main Baltic Stage, corresponding to the Pomeranian moraines. The marginal moraines of the Szeszka, Tatarska and Goldapska Mountains, the most beautiful over the whole Mazurian Lake District, are situated upon the place where meet two glacial lobes; they are not synchronical, however, with the Dylewo Hills within the Brodnica morainic belt.



The strike of the marginal moraines protruded in a arc-like way southward, prove a predisposition of the upper Łyna depression and that of the Dylewo and Szeszki elevations, which are rounded by marginal forms. A certain predisposition of the large lakes is to be noticed only within the surroundings of Mamry and Niegocin lakes. The lines of the ice margin within the Śniardwy region, run straightforward in the NE direction. The hills lying northward from the lake and the „Paprockie Mountains“ represent distinct, transversal belts which cut off Śniardwy from the group of lakes within the Giżycko region, the connection between which is rather casual, and has been partly artificially reconstructed by the digging of canals.

The above described morainic belts may be deciphered from the geological maps. Their course has been connected with the assumption of a gradual withdrawing of the glacier. Körnke (38) explains the mechanism of the final withdrawing of the ice by the differentiation of the elevated areas situated within the zone of the lobes bordering upon, as well as of the depression along which these lobes advanced. Areas of dead ice, giving an irregular topography, were formed within the period of the glacier's recession, „in the shade“ of the elevations, while a topography with eskers, lakes and drumlins occurred within the depression along which advanced the live ice. Upon our area as zones of dead ice might be considered on the west Górowo Hills (Stablack) and the Dylewo Hills (Kernsdorfer Höhe), on the east the Borek Forest and the Szeszki Hills (Seesker Höhenzug), which was also pointed out by Kraus (45). In case, however, we take into consideration the possibility of the oscillation, which is proved by the presence of the Mazurian interstadial, the formation of particular morainic belts might be more complicated. In connection with the above we may quote the remark of Körnke, that the Mazurian Interstadial corresponds to the ice margin right northward from the line Inster—Pregel, which represented at that time the axis of the marginal valley.

The younger glacier's oscillation has filled the Sępopol Lowland and entered the Lake District. We may suppose, judging from the distribution of the interstadial sediments described from Kruklanki and within the Borek Forest, that the oscillation had already comprised the VI or VII belts, according to the above stated division.

#### ICE DAMMED LAKES

The outflow of the waters from the margin of the glacier might occur freely in the southern direction during the I and II stages of glaciation. At that time a large outwash plain southward from Szczytno and Pisz was formed and the Dylewo—Nidzica elevation has been cut by transversal valleys which are partly dead to-day. The free outflow was rendered



difficult owing to the already existing morainic elevations, but it was still possible thanks to numerous transversal troughs and within wider depressions there might be formed either small outwash plain areas, or ice dammed lakes. Such small outwash plain areas occur from time to time within the regions of Olsztyn, Ostróda and Iława, but eastward from Olsztyn we rather find traces of lakes.

The varved clays upon the eastern-Mazurian elevation seem to be particularly enigmatic. They lie in numerous places upon the ground moraine at a level of up to 275, and even 285 *m*, and not in depressions, but on elevations. Kraus (45) supposed that these clays have been sedimented within the melted places in dead ice. The problem of these clays is bound, however, with the problem of the Mazurian Interstadial described by Hess von Wichdorf (24). He has described as interstadial beds near Krukłanki the lacustrine clays and marls with a subarctic fauna (species *Pisidium*, *Planorbis*, *Limnea*), as well as peat which were covered either by boulder clay, 0,2—3 *m* thick, or by a bed of gravel (near Krukłanki). Hess von Wichdorf thought at first that the sediments with the fauna and flora had been formed during the time when the glacier still oscillated upon the Lake District, but in another place of the above mentioned paper (p. 345) he writes that the ice margin was probably situated much further northward. A similar interpretation was also given by Kraus, and later by Körnke, as has already been mentioned. The occurrence of the interstadial over the whole eastern-Mazurian area upon quite different levels proves, that at that time the existence of one large lake is not to be thought of, but that there existed various local reservoirs. Kraus explains the considerable elevations of the sediments by later tectonic movements, but an interpretation which would accept the dislocation caused by the overthrust glacier, might be, however, sufficient.

The widely discussed in the German literature hypothesis concerning the large ice dammed Mamry Lake represents a separate problem; it was set by geologists who have mapped the neighbourhood of Giżycko and Węgorzewo at the end of the last century. The supposed shores of the lake were drawn on nearly all sheets of the geological map in the 1 : 25 000 scale from the Mazurian Lake District, as well as on the beautiful review map of the Mamry neighbourhood in the 1 : 100 000 scale (10). The ancient-Mamry lake was supposed to occur at the time when the glacier stayed within the Węgorzewo neighbourhood.

The above hypothesis was undertaken again by Hess von Wichdorf (24) and later by Quednau (54), who came to the conclusion, when considering the matter of the limits of the water reservoir impounded up to 132 *m* over the sea level (which was accepted as a fact not subjected to any discussion), that the ice barrier had to exist as well from the south, and that the ancient



Mamry lake have been formed in a large "hole" in the glacier. This conclusion, which was not based upon the observed facts of a geological and morphological nature, and which from the physical viewpoint is only slightly probable, does not deserve any detailed discussion. The problem of the ancient lakes has been critically revised by Kraus (45, pp. 640 and 654) and consequently this is not worth while to repeat all his argumentation against such an idea. Kraus has proved that neither the hypothesis concerning the obstructing of the drainage by the ice sheet, nor that about the "holes" in the ice can be kept. Kraus did not call into question, however, the existence of „high" terraces, as he needed them as a foundation of his main thesis, i. e. of the acceptance of the tectonic movements of the orogenic type. Accepting the whole critical side of his reasoning, it is not possible to accept its positive side, as the base of the argumentation itself — the existence of "high" lacustrine terraces everywhere — is surely doubtful. The existence of "high" terraces has been called into question, however, and not confirmed after about 20 years by one of that conception's partisans P. G. Krause (42), by Galon's autopsy from 1935 (15), as well as the post-war observations of the author. Galon also considers that the lacustrine fauna described by Hess von Wichdorf near the Jeziorowskie region does not origin from the late-glacial ice dammed Mamry Lake, but that it must be considered as belonging to the same interstadial which is known from a number of other places, and that it was locally out-cropped by the lake abrasion.

We shall start the review of the large lakes surroundings from the south (fig. 46). Traces of the higher level of the water table are doubtless in the surroundings of Śniardwy Lake. The humid or peaty areas are situated at an altitude of 116—119 *m*, i.e. from 1 to 4 *m* over the lake level, and they nearly everywhere accompany its coasts. The high cliffs occur in only several places: at the north near Dziubiele (20 *m*) at the east near Nowe Guty and Kwik and also upon the prolongation of the Seksty Lake (bay). This lowland is limited from the east, and partly from the west by distinct edges of a rather smoothed course. At the bottom of the lowland there are embedded depressions of the lakes Roś, Głębowo and Kociołek. The localisation of these lakes among the wet meadows and the limiting of the whole area by regular cliffs ca 20 *m* high, let us consider the whole lowland as a previous bottom of a lake, the relics of which are the lakes of to-day, and which was once connected with the Śniardwy Lake. The morphological facts are so obvious, that this whole lowlands may be considered as the „terrace" of this last mentioned lake. On this area are protruded, however, higher tufts at the level of ab. 120 *m* which might be acknowledged as traces of an upper terrace, when the impounding of the water amounted to ab. 5 *m* over the present level, and which could emerge at the impounding of the water up to 3—4 *m*. Drier tufts near the villages Łysonie and Rostkilie right opposite



to the outlets of the valleys of streams which flow from the outwash plain on the east, and their outline on the map distinctly proves that these are deltas of those streams, sedimented upon the lake bottom.

The lowland becomes more narrow southward and it passes into the Pisa valley, being at first ab. 5 *km* wide, but it becomes further more narrow — ab. 1 *km* in width. The lowland areas are prolonged in the northern direction, across the morainic belt, as well.

The direct connections besides the Mikołajki channel lake occur within the dead valley between the villages Zastrużne and Drozdowo, and also over the basin of the Łuknajno Lake. These connections join the Śniardwy Lake with the terminal depressions which run between the III, IV and V morainic belts. These are the depressions: Łuknajno—Tałtowisko and the depression of Nietlica marsh occurring at the place of a large lake, the traces of which are lacustrine chalk and peat deposits. The level of these lowlands corresponds to the altitude of the above described lower terrace of Śniardwy, but we find here, however, traces of the higher terrace at the level of about 124 *m*, i.e. up to 8 *m* over the present lake table. Besides the mentioned connections of Śniardwy there probably existed other ones joining it with the depression of the Orzysz Lake on the east, trough Beldan, with the Garty Lake on the west. We may suppose that the higher level of the waters was connected with the period of a halting stage and of the recession of the Scandinavian glacier, and that from the large, impounded old-lake the waters were flowing off by the wide old-valley of Pisa.

The Łuknajno—Tałtowisko depression and the Nietlica marsh are connected with the third depression lying in the middle, though somewhat further northward. The remnant Szymońskie and Górkło Lakes lie there, as well as the large Łajty Marsh, of a surface of ab. 11 *km*<sup>2</sup> (The surface of the Nietlica Marsh equal ab. 20 *km*<sup>2</sup>). The outline of the bog is roundish, and the previous border line — rather distinct. One may distinguish here as well the lower level of the Szymońskie Lake at an altitude of ab. 118 *m*, and an upper one divided from the previous by an aforested morainic elevation and reaching up to Ryn and the highway leading to Giżycko at an altitude of ab. 124 *m*.

The Niegocin (37) Lake represents a separate depression. It is connected with the previously described depressions by the trough of the Jagodno Lake, which is accompanied on both coasts by traces of the higher terrace. The lake is from 0,5 to 1,5 *km* wide, and its whole transversal depression within the moraines of the V zone reaches up to 3 *km* in width; it becomes the most narrow at the outlet from the Niegocin basin between Rydzewo and Bogaczewo where is ramified the bay Boczne. The upper lacustrine terrace here, as well as near Jagodne village, is morphologically best expressed,



as it is limited by the edges from the side of the morainic elevations, and also from the side of the lake. On such a sandy level lies the village Rydzewo; this level reaches from 6 to 8 *m* of altitude. It is from 600 to 800 *m* wide and ends from the SE by a distinct straight forward edge. Above this edge there lie gravely mounds of the terminal moraine belt. The leveled belt, lying upon the southern side of Niegocin Lake along an analogical horizon, does not already possess such vivid features of the terrace form. A more distinct terrace occurs at the SE end of the lake in a situation analogical to the one near Rydzewo, i.e. at the place of the ramification of the side trough, the beginning of which is the Miątek Bay. The upper terrace on the eastern side of this bay is from 200 to 300 *m* wide and is built up of the sandy and gravely material containing crushed shells of molluscs. It is limited from the east by an effaced edge, built up of brown clay. The upper terrace occurs besides only upon the northern coast of Niegocin Lake near Wilkasy and Giżycko. The lower terrace is still less marked, it comprises somewhat larger areas near Giżycko, Strzelce and upon the SE coast of the lake.

The Niegocin and Mamry basins are connected within the morainic chain by two gates. One of them near Wilkasy is hardly several hundred metres wide, and the second near Giżycko is over 1 *km* wide. The town is situated upon the upper terrace, and also partly upon the slopes of the morainic elevations. Distinct traces of lacustrine terraces occur between Giżycko and Perkunowo. The morainic tuft southward from Perkunowo is cut underneath by the edge which is somewhat deformed by the arrangement of an old German aerodrome. It is inclined towards the lower terrace built up of sand and gravel. A vivid trace of the upper terrace is stretched along the way to Giżycko. Generally speaking, over Mamry there is a lack of such a wide water reservoir, as we have found over the Śniardwy Lake, but all small lakes, upon the eastern coast of Mamry, were all connected some days ago with that last lake (Wojsak, Tryd, Dgał, Warniak, Harsz).

The vast zone of a relative altitude of 2—3 *m* between Dargin, Kir-sajty and Bodma are covered by argillaceous lacustrine sediments. Low meadows are stretched besides near Kil and southward from Węgorzewo, and we find upon the western bank near Kamionek Wielki and Radziejów traces of a larger extension of a lake. On the other hand it seems that the Dejguny Lake was not connected with Mamry and it formed a separate reservoir connected with the lakes of Iławki and Wersminia. There might exist, however, a connection eastward through the lakes Święcajno and Stręgiel with the lakes of Goldopiwo and Kruklanki. The terrace traces doubtless allowed, anyway, the maximal impounding of waters, up to 10 *m*. This was possible only in such a case when the terminal part of the glacier stayed on the north and NW as there is a lack of a natural closing from this side.



If we reject the conception of the high terrace — 16 *m* (132 *m* over the sea level), we must assume, that the ancient Mamry Lake possessed much smaller dimensions than it was previously supposed, and that the impounding of the waters up to 10 *m* did not last long; it was probably bound with the halting stage of the ice upon the northern coast of the lakes and an abundant outflow southward in such a way, coast the gates on the SW and NE ends of Niegoćin could be considered at that time as rivers.

The second stage of the lakes history might be bound with the impounding of waters up to 4 *m*; the third corresponds to the gradual lowering of the water level and to the establishment of the present outline of the coast line, which would occur within the post-glacial period.

Quednau (54) had raised a very interesting problem; his thesis was that the shrinking of the Mamry surface has attained its maximum within the Mediaeval period, and then the level of the water (on the southern coast at last) began to rise. Basing his assumptions upon old chronicles and maps, and considering the old Mazurian names of the lake's bottom, Quednau asserted that the northern part of Mamry complex represented 500 years ago a reservoir which was separated from the southern part by a belt of land, and upon the lake there existed a number of isles, which exist no more at present. The northward reach of the lake, on the other hand, was somewhat longer. This made Quednau suppose that the northern banks of the Mamry lake were uplifted in relation to its southern banks which have been flooded. He has even reckoned that this relative uplift amounted within 500 years up to 2 metres, that is an average of 4 *mm* yearly. This inference may be considered as too far reaching as concerns the numbers and the stated period of time, but proofs given by Quednau and which we do not give here in full details, let us suppose the possibility of such a vertical movement.

It is worth while to mention the characteristic fact, which was not considered until the present time, that the doubtless occurrence of the two low lacustrine terraces within the Mamry and Śniardwy basins, does not prove the fact of their relative and absolute altitudes being identical, though there exists a connection between both reservoirs and the lacustrine terraces have consequently to be disposed upon the same altitude. The altitude of the lacustrine terraces, however, diminishes southward by 2—4 *m* and the upper terrace is lowered more than the lower one. Within the Pisa valley, at least, the upper terrace slopes southward under the alluvia of the flood terrace and the altitude of the outwash plain considerably diminishes. This would prove the relative uplift of the northern part of the upper Węgorapa — the Pisa drainage system, or otherwise of the lowering of the Pisa drainage system in relation to the upper Węgorapa. The problem of the above discussed niveaux, requires, however, a detailed investigation with the application of the geochronological method.



The next problem to be examined is that of the „covering clays” upon the Sępopol lowland and further northward over the Pregel. These are fat, red clays, 1—2 *m* thick, deprived of boulders, or sometimes sands which take their place and which lie upon the ground moraine. They were considered as the typical ice dammed lake sediment, but about 20 years ago Gagel (12) and Körnke (38, 40) thought their limnic origin as doubtful. Gagel supposed that these loams represent the local moraine composed of the Permian „purmalen” marl, and the character of the lowland relief is sub-glacial. That theory, however is not much convincing. The Permian formations lie under the Quaternary sediments, and could they be found upon the surface as the youngest moraine, still deprived of the nordic material admixture? It is clear, that the relief of the lowland was formed in a sub-glacial way, and that the loams and sands were sedimented within the depressions, while the elevations generally form tufts of the ground moraine.

The abrasive terraces given on the general map of the Mamry area and the reach of which is found up to Srokowo (Drengfurth) and Węgielsztyn (Engelstein) seem to be problematic. Kaunhoven defines the altitude of the upper terrace equaling 102 *m*, and of the lower one — 65 *m*. Berninger speaks about traces of the marginal lines at the level of 90 *m* (Elm Basin eastward from Górowo), ab. 70 *m* within the neighbourhoods of Łabędnik and Korsze, ab. 50 *m* within the neighbourhood of Sępopol (Schippenbeil) and Gerdauen. The differentiation of both these terraces is not grounded upon distinct abrasion forms, but upon the studies of the map and the analysis of the hypsometric situation of the covering loams.

The occurrence of the clays upon the surface raised southward up to the neighbourhoods of Reszel and also eastward and westward as well, is quite obvious. It is clear that northward corresponding hypsometric elements of the would-be abrasive margins are lacking; this has been used by Kraus as an argument backing the thesis concerning the younger tectonic movements, and other geologists explain the formation of the clays in the ice dammed lake which lowered its level as the ice recessed. Kraus expresses in his „geological guide-book” an opinion that the glacier melted within the southern part of the Baltic depression sooner, than further on westward, and in consequence he is against the possibility of the damming of the would-be lake by the ice margin; he supposes, however, that the above idea is not too well grounded.

Summing up the above we may presume that the Sępopol lowland might be the axis of the glacial lobe at the time of the large Mazurian oscillation, but its topography is not a topography characteristic for a dead ice area, and the covering clays and sands have been sedimented in a lake dammed by the margin of the finally recessing glacier.



Besides the Sępopol Lowland there exist small ice dammed lakes northward from Lidzbark, eastward from Górowo Ilaweckie, northward from Srokowo, northward from Węgorzewo, southward from Kętrzyn, and at last within the so-called „Skalischer Becken“. These lakes were flowing down at the same time as took place the recession of the glacier. The study of the run of the moraines proves that the VIII phase, marked with moraines within the neighbourhood of Lidzbark and Nordenburg, did not leave any vivid morphological traces upon the Sępopol Lowland, where the glacier's recession occurred gradually, impounding a complex of lakes, the level of which was gradually lowered as the glacier recessed; to-day the sediments lie at an altitude of 60—80 *m*. We are not able to trace further stages as the remaining part of the lowland is cut off by the political frontier, but despite of Kraus's opinion it may be supposed, according to the run of the Górowo moraines, that the ice barrier existed at the side of the Baltic depression. This is, however, conformable to what we know about the ice movements mechanics, i.e. that it first fills the depressions, adjusting its movements to the substratum structure. It is possible however, to suppose, that the present hypsometric distribution of the covering clays could be influenced by epirogenic movements.

#### RIVER VALLEYS

The most important river of the northern slope is the Łyna (Alle), the drainage system of which reaches up to the southern margin of the Lake District belt within the Nidzica region. It is 289,4 *km* (28) long and its course proves several characteristic changes of the direction, which are bound with the large landscape forms. The general upper course upon the Lake District area from the sources up to the Lidzbark region is southern, and it is disposed along the channel lakes upon the axis of the above mentioned "lobe of upper Łyna". It is not possible to speak generally about the river valley above Olsztyn, and the Łyna must be considered as binding several lakes, out of which the Łańskie Lake reaches up to 57 *m* of depth. Its middle sector is the only one which proves an erosive character. Near Olsztyn and up to the mouth of Wadąg, the Łyna flows over about 20 *km*, by way of a deep breach between two channels but northward from Gutków its course is directed into a channel of a slightly modified outline and with partly preserved fragments of previous lakes. The change of the direction and at the same time of the valley's character occur only downward from Dobrze Miasto near Łaniewo. The river turns here in the NE direction through the last (VIII) morainic belt of the Lake District, assuming the character of a normal erosive valley. The breach had probably occurred, as it usually occurs in analogical cases, by a predisposed lowering and it caused the removing of



the upper-Łyna waters, which could partly outflow before that time southward towards the Omulew or Orzyc and in its further evolution — westward to the Pasłęka drainage system.

The river Łyna retains its NE direction from Łaniewo through Lidzbark up to Bartoszyce; it deviates from Bartoszyce until Sępapol eastward, and then it turns again northward. We might call the sector Łaniewo—Sępapol the middle one, and as lower course — consider that part of the valley which developed upon the Prussian Lowland from Sępapol, up to the mouth in the Pregel. The river forms here, however, two distinct windings of direction: it flows northward until Friedland, and then it turns eastward, to Allenburg where its direction is changed again northward up to the Pregel near Wehlau. The curve of the slope within the upper course proves a distinct noncontinuity and a general small slope; the slope increases downward, and it decreases again near the estuary. This phenomenon is characteristic for all eastern Baltic rivers and the author had analyzed them on the example of Niemen and Dvina (32, 34).

The cutting of the valley within the middle and lower course is vivid and it amounts from 20 up to over 30 *m*. Klebs (29) was the first who has differentiated terraces upon these course sectors. Keller (28) mentions as well about the old valley bottom over Sępapol, and he differentiates besides a few remains of the arenaceous transitory grade within the lower course.

Berninger (1) describes in a more detailed way the terraces upon the sector from Lidzbark, beyond Bartoszyce. Berninger differentiates first of all the main terrace which lies within the Lidzbark neighbourhood at an absolute altitude of 75 *m* (i.e. of ab. 15 *m* of a relative altitude); it is connected below Bartoszyce at a level of 51,5 *m* with the surface of the ice dammed lake surface. According to his opinion this might represent the local terrace which had occurred owing to the over-modeling of the channel bottom into a terrace; upward, behind Bobrowniki, this terrace is to be found no more and the river winds upon the bottom of the channel itself. This is supposed to be caused by the fact, that the valley crosses here the marginal-morainic course which acts as a step and the local erosive basis, still being not overcome by the headward erosion of the Łyna.

The second local terrace forms the so-called by Berninger Schwedener Stufe, northward from Lidzbark. He distinguishes two alluvial terraces: the upper one of a relative altitude of ab. 5 *m*, and the lower one, 1—3 *m* high. These are supposed to be poligenic terraces (Gleithangterrassen) which are always formed when the river meanders. Trials to find a connection between the Łyna terraces with those of the Pregel, were not carried out, as their formation, according to Berninger, was brought about exclusively owing to local factors.



As concerns the terraces of the lower Łyna from Allenburg up to Wehlau, which were differentiated by Klebs, Körnke does not consider them as the remains of the previous valley levels but as slopes cut underneath and deprived of the upper edge, i.e. not possessing the form of a terrace, which have been formed owing to the sliding of the river course; the character of the valley is consequently that of a cut canyon and the terraces have to be expected only over Friedland.

Berninger and Körnke partly ascribe their occurrence to the river availing itself of the old channel, the bottom of which represents to-day the pseudo-terrace, and partly to the local incising into a step southward from Friedland, where was differentiated a beautiful terrace at an altitude from 26 to 32,5 *m*. Beside this terrace there occur two lower alluvial steps. Körnke rejects the existence of a common cause of the formation of terraces within the Niemen and Pregel drainage system. The erosion operations, according to his opinion, was only slight within the post-glacial period, and the accumulation, which was bound with the lowering of the land, was constantly prevailing in the Pregel valley. All the terraces within the Niemen and Pregel drainage system are supposed to be primary forms due to the existence of local erosive base and the captures.

Contrary to Körnke, Kraus supposed that nearly all river valleys of the previous East Prussia possess two terrace levels each, and that they prove a continuity and uniformity, as well as similar relative altitudes. This might be caused by changes of the climate or tectonic movements. As such changes of the climate being strong enough, which might be the cause of considerable differences of the flow and transport are not known within the post-glacial period, only tectonic movements are to be considered as the reason explaining the occurrence of terrace, and Kraus supposes that these might be only orogenic, not epirogenic movements which are continuous, and not periodically-rythmical. The way of Kraus' reasoning disagrees with phenomena which we may observe around the Baltic sea, and especially in Fennoscandia.

Basing our reasonings upon the observations within the Dvina and Niemen (32, 34) valleys, where Körnke has spoken as well about the „primary terraces“, without carrying out any studies on the spot, and which were no-bound with the post-glacial morphological evolution, while the author of the present paper has traced the continuity and mutual relations of particular fragments interpreting them and referring to the history of the Baltic depression. We may accept *a priori* that the valleys of the northern slopes of the Mazurian Lake District were probably subject to similar stages as the Vistula, Niemen or Dvina. The cutting in of the valleys is doubtless, and we are only intent on the resolving of the controversy whether the terrace fragments prove the continuity and analogy of the disposition observed upon the areas



of the neighbouring drainage systems, or might it be possible to find a common bond. The most proper method would be the analysis of the longitudinal profile of the terraces, but neither Körnke, nor Kraus have applied it.

In summer 1948, when getting acquainted with the middle course of the Łyna, it was possible to prove the doubtless occurrence of the following terraces (fig. 47):

I — of an altitude of 1—2 *m*, built up of river sands

II — of an altitude of 5—6 *m*, also sandy

III — of an altitude of 12—15 *m*, erosive (over Lidzbark it lowers up to 10 *m*).

The cutting in of the valley in relation to the ice dammed lake level amounts to 30—35 *m*. Within the neighbourhoods of Dobre Miasto, however, the Łyna valley — according to the above mentioned characteristic — does not possess features of an erosive valley, but represents a modified lake channel. It is difficult to speak about channels within an ice dammed lake area; the valley of the middle Łyna, as imagined by Berninger, might be an especially peculiar channel, as it would lie slantingly in relation to the glacier movement and to the course of its margin, cutting through the area of the ice dammed lakes; its formation in these conditions would be at least strange, as the existence of the channel might enable the water outflow and not let them to be too much impounded.

In case we project the altitude of the terraces described by Berninger (1) and localized on the map 1 : 25 000 into a longitudinal profile of the river, we may notice the increase of their relative altitude downward and the dying out upon the sector between Lidzbark and Smolajny, while the upper terrace is bound with the level of covering loams upon the Sepopol Lowland and the lower course of the Pregel (fig. 47). While it is not possible to bind at present the lower and middle terraces directly upon the littoral terraces or sediments, the analogy with the development of the terraces within the Niemen and Dvina valley is clear. The smaller altitude of the Łyna terraces is easily explained by the fact that this is a much smaller river and that it consequently possesses a much smaller erosive force. The upper terrace would consequently be of a late-Glacial age, the cutting into this horizon, analogically as within the neighbouring drainage systems, might occur at the Yoldia period, and the two lower terraces might be bound with the post-glacial changes of the Baltic level in the Ancyclus and Littorina periods. The morphological evolution of the lower course did not reach the upper one within which the hydrographic conditions have been subject, since the recession of the glacier, to only slight modifications.

The course of the Węgorapa (Angerapp) upon the area of Poland is much shorter than that of the Łyna one.



Gagel (7) has described the occurrence of the terraces which disappear, however, in the narrowing of the valley near Jakunowo. There are no terraces within the „Skalischer Becken“ but they have been differentiated in the middle course by Berendt, quoted by Körnke (39). He speaks about the higher level being lowered from 77,5 *m* over Darkehmen up to 65 *m* near Kissehlen and also about the lower level, the altitudes of which upon the same sectors equal 75 and 60 *m*, and which enters the lowland over Pisa at the 46—48 *m* level.

Körnke does not state, however, the relative altitude of these terraces and does not analyse the longitudinal profile; his conclusions concerning their local character are in consequence not grounded sufficiently enough. According to the description of the valley given above, and when looking at the map 1 : 25 000, it is possible to suppose, that only the middle and lower course of the Węgorapa were subjected to rejuvenation within the post-glacial period and that the terraces differentiated by the German scientists correspond to the analogical terraces of the middle valley and lower Łyna and Niemen valleys, but that the upper course of the Węgorapa and its tributary Goldap valley, might possess local terraces at most.

The rivers Pasłęka (Passerge) and Drwęca (Drewenz), out of the Mazurian Lake District rivers, are those which also possess terraces. The Pasłęka terraces have not closer been investigated. The Drwęca terraces were investigated by Galon (13) who differentiated four niveaux, the uppermost of which dated from the times of the glacier halting stage within the southern part of the Lake District, cannot have its corresponding factors upon the rivers of the northern slope, while the remaining ones prove the same triple sequence of the erosion and accumulation phenomena, which could be observed upon the Łyna, though the average altitude of the Drwęca terraces is greater (ab. 2—7 *m*). It is not difficult to explain that larger altitude of the Drwęca terraces by their adjusting to the Vistula valley terraces; this river being much larger, eroded deeper.

The Pisa, Omulew and other Narew tributaries possess a different morphological character of their valleys, as during the glaciation period, as well as later, accumulation was prevailing there over erosion. These valleys were not comprised by the post-glacial rejuvenation, and the younger sediments were laid on older ones covering the primary forms. Only one level of outwash plain sands may be differentiated beside the flood level.

#### CONCLUSIONS

The following conclusions may be deduced from the examining of the morphology of the central part of the Mazurian Lake District based upon the analysis of the geological maps and the literature concerning that pro-



blem and supported by the autopsy and morphological mapping of the lake region:

1. The Mazurian Lake District is an equivalent of the whole zone of the occurrence of lakes in Western Poland, and not only of the Pomeranian Lake District; in consequence the moraines of the three main stages of the youngest Polish Glaciation (Varsovien II, the Vistula Glaciation) meet here upon a relatively narrow area, and along the morainic belts it is possible to trace 9 chief phases, and at least 3 last ones are due to a considerable oscillation.

2. The recession of the glacier was bound with the occurrence of numerous ice dammed lakes, the traces of which are found in the argillaceous sediments upon the ground moraine, as well as in the 2 terraces above the large Mazurian Lakes occurring at an altitude of 2—4 *m* and 5—10 *m*.

3. The post-glacial evolution, bound with the history of the Baltic depression, has caused the rejuvenation of the younger parts of the valleys and lead to the formation of three terraces. The analogy with the areas of the lower Niemen and lower Dvina drainage system proves the relative elevation of the Lake District in relation to the Baltic level, but also a smaller intensity of that process at the south, than at the north, which may be seen when comparing the relative altitudes of the Dvina, Niemen and Łyna terraces, as well as the morphological differences between the valleys of the northern rivers and the southern slopes of the Lake District.

The present distribution of the terrain elevations and of the depressions reflects the sub-glacial surface, which is reproduced not only in the distribution of large forms, but it had an influence upon the movement of the ice sheet causing its differentiation into active lobes which move along the depressions and into less active or dead lobes covering the elevations, what was displayed in turn in the distribution of smaller forms: morainic belts, channel-lakes, eskers, outwash plains and humocky drift.







Czesław PACHUCKI

## O PRZEBIEGU MOREN CZOŁOWYCH OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI I TERENÓW SĄSIEDNICH

(z 3 fig. w tekście)

### Streszczenie

Autor stwierdza na Pojezierzu Suwalskim 4 pasma moren czołowych, które można prześledzić dalej na terenie Litewskiej S.R.R. Przebieg ich zarysowuje 2 wielkie jęzory: litewski pomiędzy Pojezierzem Suwalskim a okolicami Wilna, oraz narocki dalej na E. Miąższość utworów czwartorzędowych wynosi od 100 do 250 m. W profilach i wierceniach można wyróżnić 4 oddzielne poziomy morenowe, rozdzielone osadami interglacjalnymi. Moreny czołowe należą do stadium daniglacjału, podczas gdy położone dalej ku północy moreny kowieńskie i brasławskie reprezentowałyby młodsze stadium gotiglacjału.

### PRZEBIEG MOREN CZOŁOWYCH

Paralelizacja moren czołowych Pojezierza Mazurskiego i Pojezierza Litewskiego nie była dotychczas możliwa, ponieważ nie znano w szczegółach linii postoju lodowca na Pojezierzu Suwalskim i w przyległych częściach Litewskiej S.R.R. Badania autora na terytorium Litwy, przeprowadzone w latach 1934—1938, a na Pojezierzu Suwalskim w latach 1947 i 1948, pozwoliły na wypełnienie tej luki. W wyniku tych badań i przy uwzględnieniu prac Pietkiewicza (17), Rühlego (19) oraz Wołosowicza (23, 24) daje się stwierdzić, że moreny Pojezierza Suwalskiego nie są bynajmniej prostolinijnym przedłużeniem moren Pojezierza Mazurskiego, ale powstały na brzegach odrębnego już jęzora lodowcowego.

Z mapy czwartorzędu Niemiec zestawionej przez Woldstedta (21) widać bardzo wyraźnie, że wszystkie czołowe moreny na Pojezierzu Mazurskim przebiegają w kierunku SW—NE, dochodząc do dawnej granicy Prus Wschodnich, ale tuż na wschód od tej granicy przebieg moren zmienia się nagle przyjmując kierunek NW—SE.

Na terenach zachodniej części Pojezierza Suwalskiego w okolicach Filipowa i Suwałk przebieg moren czołowych opisał Pietkiewicz (17). Znane są



również moreny czołowe w okolicy jeziora Hańczy wyróżnione przez Rühlego (19). Z okolic jeziora Wigry posiadamy wyniki badań S. Wołosowicza (23), stwierdzające linie postoju lodowca na południe od Wigier. Wołosowicz (23) nazywa ten zasięg „transgresją wigierską”. Dalej na północ na terenach Litwy badał morfologię glacialną w czasie pierwszej wojny światowej H. Mortensen (10). Później w latach 1934—38 przeprowadzał badania Cz. Pachucki (11, 12, 13, 14), konstatując szereg czołowych moren dotychczas jeszcze nieznanych. Wszyscy ci badacze stwierdzili, że w zachodniej części Pojezierza Suwalskiego czołowe moreny mają przebieg mniej lub więcej w kierunku NW—SE. Dalej na wschód moreny te powoli się wyginają i tworzą łuki wygięte ku południowi a otwarte ku północy. Zachodnie końce tych łuków skierowują się na północny zachód, a wschodnie — na północny wschód. Wszystkie bowiem pasma stwierdzone w zachodniej części Pojezierza Suwalskiego przebiegają w kierunku NW—SE, dochodząc w południowo-wschodniej części prawie aż do doliny Niemna i w niewielkiej odległości na zachód od Niemna skręcają łukiem ku północnemu wschodowi. Środek największego wgięcia łuku większości pasm czołowych moren odpowiada mniej więcej linii idącej z południa na północ: Kopciowo—Wejsieje—Sereje—Metele—Simno.

Na razie dało się wyróżnić na obszarze Pojezierza Suwalskiego cztery główne pasma czołowych moren, nie biorąc tu pod uwagę zasięgu stwierdzonej przez Wołosowicza t. zw. „transgresji wigierskiej” i moren na linii Pogorzelec—Jeziorki. Są one następujące (fig. 48):

- I. Jezioro Hańcza—Jeleniewo—Lipniak—Krasnopol—Sejny—Kopciowo.
- II. Wisztyniec — Wiżajny — Puńsk — Smolany — obszar na południe od jeziora Gaładuś — Kuciuny — Wejsieje.
- III. Łuk Łódzieski zaczynający się na zachodzie od okolic Wisztynca ciągnący się dalej pomiędzy Wiżajnami a Grażyszkami na Lubowo. Poza doliną Szeszupy ciąg dalszy odnajdujemy na południe od Kalwarii. Pas tych moren przebiega stąd na południowy wschód poprzez miejscowości Mergutroki—Bereźniki—Sankury—północna okolica jeziora Gaładuś, omija z południa Łódzkie i skręca na Sereje.
- IV. Łuk Kalwaryjski, zaczynający się zachodnim skrzydłem w okolicach miejscowości Bartniki, ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim na Kalwarię, skąd dalej skręca już w północno-wschodnim kierunku na Ludwinowo, a stamtąd pomiędzy jez. Amalwą i Żuwintą przedłuża się ku miasteczku Preny i mijając je z północnej strony dociera do Niemna.

Jeżeli zaliczylibyśmy do odrębnego pasma moreny czołowe na południe od jez. Hańczy w okolicy Filipowa, stwierdzone przez Pietkiewicza i połączyli je z zasięgiem lodowca opisanym przez Wołosowicza oraz morenami w okolicy Pogorzela—Ruskiej Budy—Aleksandrowa, otrzymalibyśmy prócz wspomnianych już czterech pasm jeszcze jedno. Wspomniane fragmenty



moren czołowych uważalibyśmy nie za długotrwały zasięg lodowca, lecz za pewną jego oscylację.

Wszystkie cztery pasma przekraczają Niemen i ciągną się w kierunku z południowego zachodu na północny wschód. W miejscach, gdzie czołowe

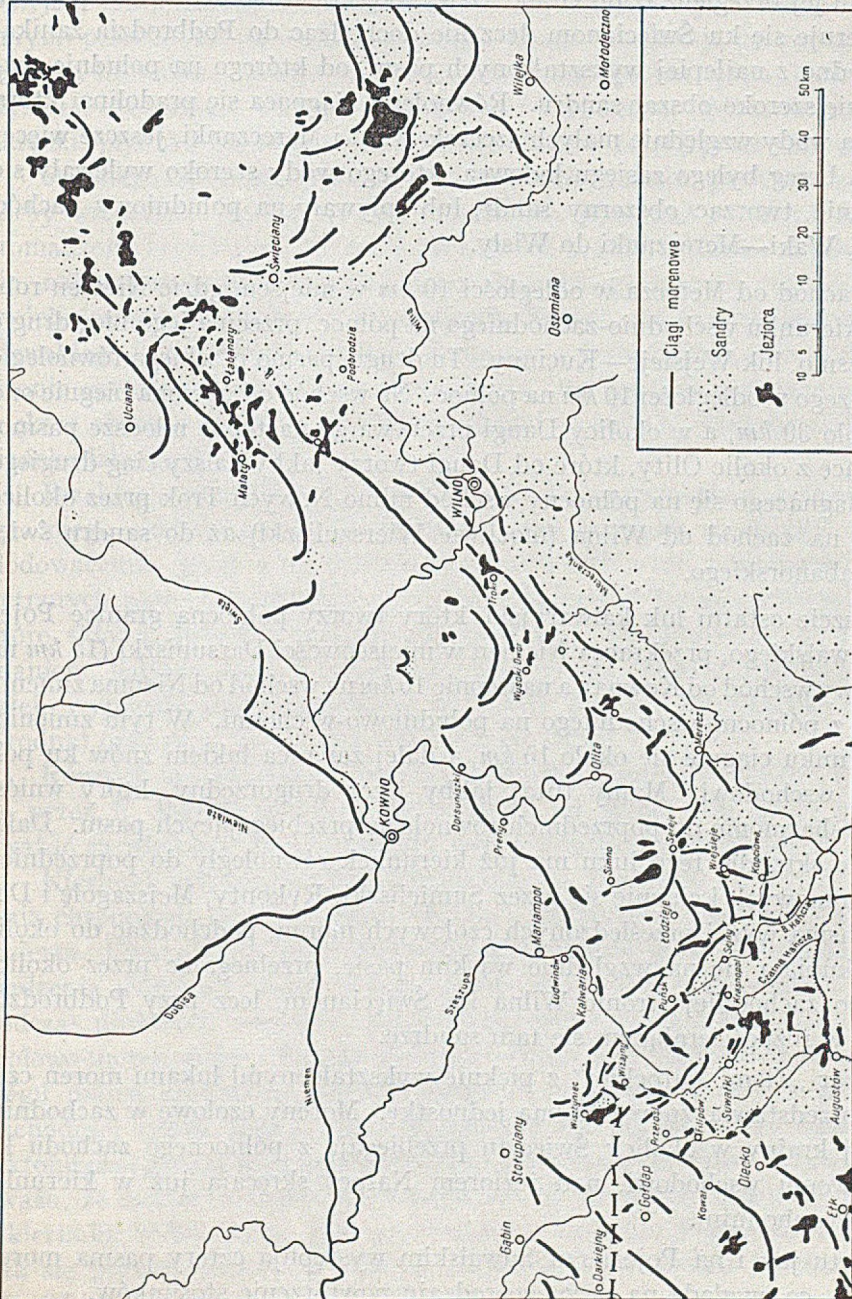


Fig. 48  
Zasięg moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich



moreny przekraczają Niemen, nagromadzone są wielkie ilości głazów narzutowych o rozmaitej wielkości. Pierwszy przełom Niemna poprzez wał czołowej moreny znajduje się przy miasteczku Merez. Od tej miejscowości pasmo to ciągnie się pięknie wykształconym wałem równoległe do doliny Merezanki północnym jej brzegiem aż do Oran. Dalej wkracza w okolice Trok i poprzez Wilno kieruje się ku Święcianom, lecz nie dochodząc do Podbrodzia zanika. Jest to jedno z najlepiej wykształconych pasm, od którego na południe rozpościera się szeroko obszar sandru. Równoległe ciągnąca się pradolina, którą dziś płyną wody względnie małych rzeczek Waki i Merezanki, jeszcze więcej podkreśla brzeg byłego zasięgu lodowca, którego wody szeroko wylewały się na południe, tworząc obszerny sandr, lub spływały na południowy zachód pradoliną Waki—Merezanki do Wisły.

Na zachód od Merezca w odległości 10 *km* w miejscu, gdzie Niemen robi zakręt z kierunku wschodnio-zachodniego na północ, przecina jego bieg drugie z kolei pasmo, łuk Wejsieje—Kuciuny. Tu drugie pasmo przebiega równoległe do pierwszego w odległości 10 *km* na północ. Na wschód od Niemna biegnie ono tylko około 30 *km*, a w okolicy Daugi przerywa go następne młodsze pasmo, wychodzące z okolic Olity, które od Daugi tworzy jakby dalszy ciąg drugiego pasma, ciągnącego się na północny wschód mimo Nowych Trok przez okolice położone na zachód od Wilna (możliwie Wierszuliszki) aż do sandru święciańsko-labanorskiego.

Wreszcie ostatni łuk kalwaryjski, który tworzy północną granicę Pojezierza Suwalskiego, przekracza Niemen w miejscowości Darsuniszki (15 *km* na południowy wschód od Kowna), a następnie 10 *km* na wschód od Niemna zmienia kierunek z północno-wschodniego na południowo-wschodni. W tym zmienionym kierunku ciągnie się około 15 *km*, a dalej zawraca łukiem znów ku północnemu wschodowi. Mamy tutaj jakby jezor drugorzędny, który wniósł pewną dysharmonię do poprzednich równoległe przebiegających pasm. Dalej wschodnie skrzydło tego łuku ma już kierunek równoległy do poprzednich pasm morenowych i ciągnie się przez Sumieliszki, Rykonty, Mejszagołę i Dubingi. Pasma wyżej prześlędzonych czołowych moren, podchodząc do okolic Wilna, skupiają się na względnie wąskim pasie, przebiegając przez okolice Trok i po zachodniej stronie Wilna ku Święcianom, lecz przy Podbrodziu zanikają w rozpościerającym się tam sandrze.

Obszar „Ziemi Narockiej“ z pięknie wykształconymi łukami moren czołowych przedstawia znów odrębną jednostkę. Moreny czołowe w zachodniej części tej krainy w okolicy Święcian przebiegają z północnego zachodu ku południowemu wschodowi, nad jeziorem Narocz skręcają już w kierunku północno-wschodnim.

Tak tu jak i na Pojezierzu Suwalskim występują cztery pasma moren czołowych, co wygląda na pewnego rodzaju powtórzenie stosunków.



Moreny czołowe wskazują nam zasięgi spływających z północy na południe lodowców. Z tych prześlędzonych przebiegów moren czołowych daje się łatwo wyróżnić na danym obszarze obecność trzech wielkich jezior lodowca. Pierwszy od zachodu jezior wschodnio-pomorski (mazurski) wypływał z depresji Bałtyku przez Zatokę Gdańską. Jest on największy w porównaniu z dwoma innymi położonymi na wschód od niego. Drugi, środkowy, proponuję nazwać jeziorem litewskim. Został on utworzony przez łądolód spływający z Zatoki Ryskiej, obejmujący większą część Łotwy i całą Litwę. Wreszcie trzeci, jezior narocki, płynął z północy przez depresję obecnie zajęta przez jezioro Pejpus.

W miejscach zetknięcia się takich dwóch jeziorów powstały najwyższe garby wzniesień. Jest to rzeczą zrozumiałą, ponieważ w takich miejscach gromadzony i spiętrzony był materiał z dwóch krawędzi lodowcowych. I istotnie, największe wzniesienia Pojezierza Suwalskiego leżą na pograniczu tych dwóch jeziorów, mianowicie w okolicach Wiżajn, zaś na pograniczu jeziorów litewskiego i narockiego w okolicy Święcian — Daugieliszek. Na południowej stronie natomiast w miejscach rozdziwienia dwu jeziorów wytworzyły się największe obszary sandrów. Takimi sandrami są suwalsko-augustowski i święciański-łabanorski.

Przebieg opisanych tu jeziorów jest właściwie przebiegiem zasięgu lodowca ostatniego zlodowacenia. Na południe stąd znajdują się tereny starszego zlodowacenia. Jeżeli poza wytyczoną granicą tych wyżej wspomnianych zewnętrznych pasm morenowych natrafiamy na pewne formy czołowych moren, które skłonni jesteśmy zaliczać do ostatniego zlodowacenia, są to, moim zdaniem, jedynie ślady krótkotrwałych oscylacji. Oprócz oscylacji węgierskiej, wymienić można oscylację w dolinie Kotry i Rotniczanki (NNE od Grodna) oraz przy Tetiańcach (20 km E od Oran).

Również za ślady takich oscylacji uważałbym moreny czołowe, stwierdzone przez E. Passendorfera na południe od Wilna (15), które trudno by uważać za właściwy dłużej trwający zasięg ostatniego zlodowacenia.

Kierunek przebiegu moren czołowych ma znaczenie nie tylko dla ustalenia chronologii form lodowcowych, ale i dla wyjaśnienia genezy garbu pojezierza. Uważa się, że pojezierze bałtyckie powstało głównie na skutek nagromadzenia materiału lodowcowego, przede wszystkim u krawędzi lodowców, podczas dłuższych postojów, przez wypiętrzenie i nagromadzenie materiału czołowo-morenowego. Przyjęcie niewłaściwego zachodnio-wschodniego przebiegu moren czołowych, podane swego czasu przez H. Mortensena dla wschodniej części Litwy, dało Krausowi (8) argument do uzasadniania tektonicznej genezy tego garbu w okresie już polodowcowym. Kraus słusznie uważa, że moreny czołowe o kierunku W—E nie mogły utworzyć wzniesień o kierunku SSW—NNE, jaki ma wschodnie skrzydło pojezierza bałtyckiego. Jak się później okazało w wyniku dokładniejszych badań B. Halickiego, W. Okołowicza, E. Passendorfera oraz Cz. Pachuckiego, przebieg



moren czołowych nie ma kierunku W—E, lecz ze strony litewskiego łuku SW—NE, a ze strony narockiego łuku SE—NW.

Zetknięcie się pod kątem ostrym dwu jezorów lodowcowych spowodowało wielkie nagromadzenie osadów moren czołowych i wypiętrzenie tych osadów w potężny wał. A więc i tutaj we wschodniej jak i w zachodniej części pojezierzy nie ma niezgodności ich kierunku z kierunkiem przebiegu moren czołowych, wobec tego teoria tektoniczna dla wyjaśnienia powstania garbu pojezierza jest zbędna.

#### STRATYGRAFIA I RZEŻBA UTWORÓW LODOWCOWYCH

Strefa, w obrębie której ciągną się liczne pasma wyżej wspomnianych moren czołowych na względnie wąskiej powierzchni ok. 50 km, należy do wyniosłości pojeziernych. Przedstawiają one falistą wyżynę dyluwialną o wielkiej różnaitości form terenu. Nie jest ona jednakowej wysokości w całym swym przebiegu. W najwyższych punktach wznosi się ponad 300 m, na południe od Gołdapi do 309 m, a we wzgórzach wiżajneńskich do 299 m. Są to najwyższe punkty całego wschodniego skrzydła pojezierza bałtyckiego. Zachodni garb Pojezierza Suwalskiego, obejmujący obszar około 2 tysięcy km<sup>2</sup> (Suwałki—Wiżajny—Kalwaria—Puńsk), dominuje swą wysokością nad całym wschodnim skrzydłem pojezierza. Średnia wysokość tego garbu wynosi 250 m. Ku wschodowi teren znacznie się obniża. Począwszy od linii Kalwaria—Sejny na wschód aż do Niemna, średnia wysokość terenu wynosi 150 m, a najwyższe punkty dochodzą zaledwie do 200 m, więc o całe 100 m niżej niż na garbie suwalskim. Po prawej stronie Niemna i na Pojezierzu Wileńskim średnia wysokość wyżyny wynosi 200 m, a najwyższe punkty osiągają ponad 260 m. Garb święciański dochodzi do 290 m. W przekroju poprzecznym garb suwalski wykazuje stromsze zbocze od strony północnej. Na południu rozpościerają się sandry, znacznie wyżej położone niż przylegająca z północy równina moreny dennej. Całe to pasmo przedstawia jakby jedną olbrzymią morenę czołową, na której dają się wyróżnić pewne stadia zasięgu lodowca.

Garb suwalski jako też i wzniesienia ciągnące się dalej na wschód są tworem akumulacji lodowcowej. Wierceniami przeprowadzonymi na tym terenie nie stwierdzono pod grubą warstwą utworów morenowych jakichś wyraźnych garbów podłoża. Podłoże co prawda powoli się wznosi z północy na południe, ale zdaje się, że nie mogło to wpłynąć na wytworzenie się garbów terenu. Na południe od Kowna istnieje pewna depresja, gdzie utwory morenowe leżą na kredzie około 30—50 m poniżej poziomu morza, ale dalej na południe podłoże kredowe powoli się wznosi i w Olicie (60 km na SE od Kowna) występuje już 15 m n. p. m., a w Grodnie nawet 45 m. Jaka była powierzchnia w czasach przedlodowcowych nie wiemy. Możliwe, że przedlodowcowy teren wyglądał nieco inaczej, niż obecny przykryty utworami dyluwialnymi, ale wnioskując



ze spokojnego kontaktu jury z kredą lekko upadających na południowy zachód, nie różnił się on bardzo od dzisiejszego.

Mięszkość utworów lodowcowych w strefie pojezierzy jest dosyć pokaźna, wynosi bowiem od 100 *m* do 280 *m* na Pojezierzu Suwalskim i od 80 do 150 *m* na Pojezierzu Wileńskim. Największa grubość osadów lodowcowych wypada na garb suwalski, bo od 140 *m* do 280 *m*.

Cała ta seria utworów lodowcowych nie jest bynajmniej osadem morenowym tylko ostatniego zlodowacenia, lecz jest nagromadzeniem materiału z innych zlodowaceń i okresów międzylodowcowych. Zlodowaceń, wnioskując z odkrywek i występujących w nich glin morenowych poprzedzielanych seriami piasków i pokładami ilów, moglibyśmy naliczyć co najmniej cztery. A. i B. Haliccy prowadząc badania w dolinie Niemna i Wili w latach 1943—44, wyróżnili aż sześć poszczególnych horyzontów morenowych i uważali za możliwe przyjęcie istnienia na tych obszarach sześciu odrębnych zlodowaceń<sup>1</sup>.

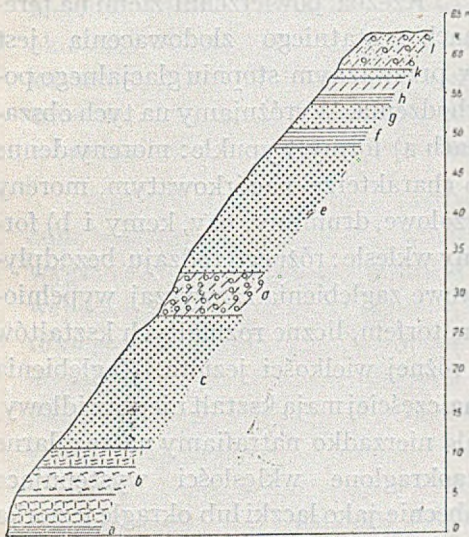


Fig. 49

Profil w Janiańcach koło Merezca

a. Iły wstęgowe; b. Gytia torfowa przewarstwiona ilem niebieskim; c. Piasek; d. Gлина czerwona tłusta; e. Piasek jasny średnio i drobnoziarnisty; f. Iły wstęgowe; g. Piasek; h. Iły wstęgowe; i. Gлина morenowa brunatnoczerwona; k. Piasek; l. Piaszczyste utwory morenowe.

J. Dalinkiewicz (1) wyróżnia na Litwie cztery zlodowacenia, dodając do tych czterech niewyraźne piąte, które uważa za odrębną fazę (stadium) ostatniego zlodowacenia (Vistulian II). B. Halicki pierwszy stwierdził, że szarą morenę, która występuje tuż nad poziomem Niemna i bardzo szeroko jest rozpowszechniona, trzeba uważać za utwór nie pierwszego zlodowacenia, jak to było powszechnie przyjęte, lecz drugiego, a osady pierwszego zlodowacenia natrafia się rzadko pod szarą moreną i grubą warstwą piasków, najczęściej w postaci bruku z rozmytej moreny. Również i Dalinkiewicz w swoim artykule stwierdza, że szarą zbitą morenę trzeba uważać za drugą, pierwszą ma być według tego autora zielonawo-szara gлина często piaszczysta w postaci porwaków, zawartych w następnych, młodszych morenach.

Celem lepszego przedstawienia rzeczy podaję tu parę przekrojów

<sup>1</sup>) Referat wygłoszony na posiedzeniu naukowym Lit. Inst. Geol. w 1944 r.



z doliny Niemna, które zanotowałem podczas przeprowadzanych badań czwartorzędu w roku 1938 i które dotąd nigdzie nie były publikowane (fig. 49 i 50)<sup>1</sup>. W profilach tych występują ponad poziom Niemna cztery poziomy różnych glin morenowych, przedzielonych seriami piasków i ilów. Przy miasteczku Merez we wsi Janiańce w dolinie Niemna pierwszy skonstatowałem istnienie nad szarą moreną potężnego pokładu około 16 m gytii torfowej, przewarstwionej iliem niebieskim. Cały kompleks gytii spoczywa na ilach wstęgowych, których miąższości nie udało się zbadać, ponieważ znajdują się one poniżej poziomu Niemna. Pod ilami zaś występuje szara, zbita morena, jak to wnioskujemy z jej występowania tuż nad poziomem Niemna lub niejednokrotnego zanurzenia się jej nieco poniżej poziomu wody w lecie.

Pomijam szczegółową stratyografię czwartorzędu, ponieważ ta kwestia nie wchodzi w zakres niniejszego artykułu. Chodziło mi tu tylko o podkreślenie genezy pojezierza bałtyckiego na skutek nagromadzenia wielkiej ilości materiału lodowcowego.

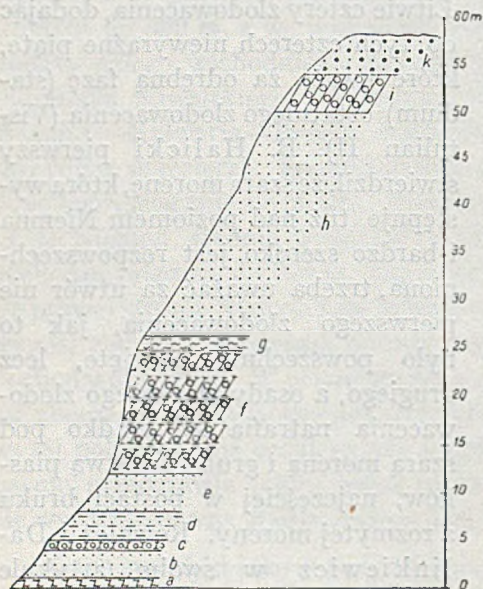


Fig. 50

Profil w Kampiszkach (SE od Kowna)  
 a. Szara glina morenowa; b. Piasek; c. Gлина morenowa brunatno-czerwona; d. Il i piasek naprzemianlegle; e. Piasek; f. Gлина morenowa; g. Il wstęgowy; h. Piasek biały; i. Gлина morenowa; k. Piaski i żwir.

Rzeźba powierzchni ziemi na terenach ostatniego zlodowacenia jest w przeważnym stopniu glacialnego pochodzenia. Wyróżniamy na tych obszarach a) formy wypukłe: moreny denne o charakterze pagórkowatym, moreny czołowe, drumliny, ozy, kemy i b) formy wklęsłe: różnego rodzaju bezodpływowe zagłębienia zazwyczaj wypełnione torfem, liczne rozmaitych kształtów i różnej wielkości jeziora. Zagłębienia najczęściej mają kształt nieprawidłowy, ale nierzadko natrafiamy na regularne zaokrąglone wklęsłości występujące obecnie jako łączki lub okrągłe jeziora — „oczka”. Rzadziej spotykamy głębokie doły suche o prawidłowej formie odwrotnego stożka i stromych zboczach. Taki dół obserwowałem w okolicy Trok w miejscowości Wysoki Dwór. Jest to dół o głębokości 20 m. Średnica dna wynosi około 50 m. Dno zatorfione. U miejscowej ludności nosi nazwę „czortowa jama”.

<sup>1</sup> Zreferowano na posiedzeniu nauk. Lit. Inst. Geol. w 1944 r.



Pagórkowatość moreny dennej na opisanych tu obszarach nie wykazuje jednolicie wyraźnych kierunków. Pagórki są bardzo rozmaitej wysokości i różnych kształtów. Cała powierzchnia takich pagórkowatych terenów pokryta jest przeważnie gliną morenową i dlatego zaliczamy je do obszarów moreny dennej. Są to obszary oscylacji czoła lodowców i znajdują się w strefie marginalnej. Wyróżniamy następnie ciągi wzgórz kamienisto-żwirowo-gliniastych, którym towarzyszą często rumowiska wielkich głazów narzutowych. Zaliczamy je do moren czołowych. W pasmach moren czołowych wzgórza są przeważnie wydłużone falisto wzdłuż osi. Na zboczach tych fal często są wielkie nagromadzenia głazów. Trzeba tu zaznaczyć, że takie zjawiska istnieją nie zawsze i nie wszędzie. Najczęściej kamieniste są wzgórza należące do najdalszych zasięgów lodowca i widocznie dłuższego jego postępu na jednym miejscu. Są to moreny typu akumulacyjnego. Na naszym terenie takimi kamienistymi morenami czołowymi są właśnie dwa pierwsze pasma (licząc od południa). Z pierwszego pasma obfitują w narzutniaki okolice jez. Hańczy i strefa Merez—Orany. Niemniej kamieniste jest i drugie pasmo, przeważnie w okolicach Wisztyńca i na północ od Merezca przez Daugi do Trok. Najmniej kamienisty jest odcinek ostatniego na pojezierzu pasma Kalwaria—Darsuniszki, lecz dalej na wschód pasmo to jest bardzo dobrze wykształcone i bardzo obfite w głązy narzutowe.

Niektóre pasma moren czołowych na pewnych odcinkach bywają wykształcone w formie podłużnej wyniosłości, dominującej nad przyległymi obszarami; wygląda to jakby pewnego rodzaju wał, przed którym, przeważnie z południowej strony, rozpościera się piaszczysta równina sandru. Typowym przykładem takiej moreny czołowej jest odcinek koło Merezca ciągnący się od tego miasteczka na północny wschód ku Oranom. Również pięknie jest wykształcone drugie pasmo moreny czołowej. Potężny wał tworzy morena czołowa w okolicy Wisztyńca oraz w okolicy Puńska. Inne odcinki tego samego pasma nie są tak typowo wykształcone. Najczęściej są to luźne pagórki mało wyróżniające się od przylegających pagórków moreny dennej. Tylko większe skupienie głazów i żwirów oraz czasem rozpościerający się sandr przed nimi daje nam możliwość ich wyodrębnienia jako wzgórz moreny czołowej.

Na południe od moren czołowych rozpościerają się szerokie obszary sandru. Nie przed każdym pasmem czołowych moren istnieją sandry, ale tylko tam, gdzie wody spływające z brzegu lodowca miały możliwość szeroko się rozlewać na przylegającej równinie. Sandry pomiędzy pierwszym a drugim pasmem moren czołowych w okolicy Kopciowo—Wejsieje, a też i dalej na północ pomiędzy Wejsiejami a Serejami wykazują pagórkowatą falistość. Są to oznaki pewnych oscylacji lodowca. Na to wskazują również porozrzucane na tych piaszczystych obszarach tu i ówdzie większe lub mniejsze głązy narzutowe.



Na północnym krańcu pojezierza bałtyckiego wzdłuż pasma moreny czołowej Kalwaria—Darsuniszki występują w okolicy Ludwinowa liczne izolowane pagórki w kształcie kopców o wysokości 10—20 m, utworzonych ze żwirów i piasków warstwowych. Nigdzie indziej na całym obszarze wschodniego skrzydła pojezierza bałtyckiego nie spotykałem tak licznych, tak pięknie wykształconych i tak dominujących w terenie pagórków żwirowych. Są to typowe kemy.

Z analizy form widzimy, że są one jeszcze zupełnie młode. Czynniki erozji i denudacji nie zdążyły w ciągu 15—20 tysięcy lat zniszczyć ich lub w większym stopniu zniekształcić. Ten żywo pagórkowaty obszar, urozmaicony licznymi jeziorami, różni się wybitnie od obszaru położonego na południu, gdzie jezior nie ma i gdzie żywo pagórkowata powierzchnia zamieniła się w teren monotony, lekko falisty.

Wśród gładów o większych rozmiarach przeważają liczebnie skały krystaliczne, przede wszystkim gnejsy i granity, lecz wpośród gładów o mniejszej objętości w gruboziarnistym żwirze lub w zespole kamyków z przepłukanej moreny, dominują skały osadowe, przeważnie dolomity i piaskowce dewońskie oraz wapienie sylurskie. Najmłodsza morena pokrywająca powierzchnię, o barwie czerwono-brunatnej lub żółtawej, jest dosyć chuda; zawiera znaczną ilość piaskowców dewońskich, natomiast rzadko natrafiamy w niej na krzemienie i fosforyty, często występujące w najniższej szarej morenie, ponieważ płynący z północy na południe lądolód z ostatniego zlodowacenia posuwał się po rozległym obszarze dewońskich dolomitów i piaskowców oldredu, a mało napotykał warstw systemu kredowego i jeszcze mniej warstw jurajskich.

W zespole skał krystalicznych występują często czerwone granity i porfiry z wysp Alandzkich i Finlandii, granity typu rapakiwi, z dna Bałtyku porfiry czerwone i brunatne, a do tego jeszcze dochodzą skały szwedzkie, przeważnie porfiry i porfiryty z Dalarna. Czasem, chociaż rzadko, można napotkać porfiry ze Smoland. Zdarza się, że w pewnych miejscach jakiś jeden rodzaj skał występuje wprost masowo. Takie zjawisko zauważyłem w okolicy Liszkowa (SW od miasteczka Merez) w zakolu Niemna przy wsi Żejmy, gdzie wśród skał krystalicznych w wielkiej ilości trafiają się brunatne porfiry z dna Bałtyku. Podobne zjawisko obserwowałem na północ od miejscowości Kopciowo przy wsi Powiesniki, gdzie masowo występują płyty czerwono-brunatnych piaskowców algonckich, które często posiadają pręgi faliste na swej powierzchni.

#### WNIOSKI

Kierunek przebiegu moren czołowych na całej przestrzeni opisanego odcinka pojezierza bałtyckiego jest mniej więcej zgodny z kierunkiem przebiegu tej wyżyny. Podłoże przeddyluwialne pojezierza nie wykazuje



wielkich wzniesień. Pojezierze jako całość powstało na skutek nagromadzenia i spiętrzenia osadów przy dłuższym postoju i wielokrotnej oscylacji brzegu lodowca.

Analiza przebiegu moren pozwala postawić twierdzenie, że pasma moren czołowych jezora litewskiego są jednocześnie z pasmami moren jezora narockiego. Tak więc nie jest słuszne przypisywanie stadialnym morenom obu jeziorów (litewskiego i narockiego) różnego wieku, jak o tym wspomina A. Jaroszewicz-Kłyszzyńska (6). Różnice petrograficzne składu moren są prawdopodobnie zjawiskiem o charakterze lokalnym.

Wszystkie wspomniane pasma moren czołowych na Pojezierzu Suwalskim, Trockim i Narockim odpowiadałyby trzem stadiom najmłodszego zlodowacenia (brandenburskiemu, poznańskiemu i pomorskiemu), czyli należałyby do fazy daniglacjału. Dalej na północ moreny wielkiego jezora kowieńskiego, które J. Kondracki (7) zupełnie słusznie łączy z morenami Pojezierza Braślawskiego, uważam za młodsze stadium, należące do fazy gotiglacjału.

#### LITERATURA

1. Dalinkevičius J. Lietuvos pleistoceno stratigrafiniai bruožai. Technika nr 4. Kaunas 1944.
2. Glinicka J., Matwiejewówna L., Okołowicz W. O zasięgu i fazach zlodowacenia bałtyckiego na Pojezierzu Narockim. Prace Tow. Przyj. Nauk. Wydz. Mat. Przyr. t. X. Wilno, 1936.
3. Halicki B. O zasięgu zlodowacenia w Polsce pn.-wschodniej. P. I. G. Pos. Nauk. nr 41. Warszawa, 1934.
4. Halicki B. Carte du Quaternaire de la Pologne. Verhandl. III. Intern. Quartärkonferenz. Wien, 1936.
5. Henning E. Bemerkungen zu Rückzugrichtungen des Inlandeises im Narotschseegebiet. Centrbl. f. Min. Stuttgart, 1923.
6. Jaroszewicz-Kłyszzyńska A., Sprawozdanie ze szczegółowych prac petrograficznych wykonanych na Wileńszczyźnie w roku 1938. P. I. G. Biul. nr 13, Warszawa, 1939.
7. Kondracki J. Studia nad morfologią i hydrografią Pojezierza Braślawskiego. Przeg. Geogr. XVII. Warszawa, 1938.
8. Kraus E. Über tektonische Gegenwartsbewegungen in Ostseegebiet. IV. Hydrolog. Konfer. d. Balt. Staaten Nr 83. Leningrad, 1933.
9. Kuźniar Cz. Mapa geol. Rzeczypospolitej Polskiej 1 : 750 000. P. I. G. Warszawa, 1934.
10. Mortensen H. Beiträge zur Entwicklung der glazialen Morphologie Litauens. Geol. Archiv, Bd. 3, H. 1—2. Königsberg, 1924.
11. Pachucki Cz. The glacial elements in the relief of Southern Lithuania. (w jęz. lit. ze streszczeniem angielskim). Kosmos t. XV. Kaunas, 1934.
12. Pachucki Cz. Verlauf der Endmoränen und die Entstehung der Baltischen Höhenrücken in Ost-Litauen (w jęz. litewskim ze streszczeniem niem.). Kosmos t. XVII, Kaunas, 1936.



13. Pachucki Cz. Kurze Übersicht der glazialen Morphologie Süd-Litauens. (w jęz. lit. ze streszczeniem niem.). Kosmos t. XIX. Kaunas, 1938.
14. Pachucki Cz. Kwestia plejstocenu na Wileńszczyźnie. (w jęz. lit.). Kosmos t. XXI. Kaunas, 1940.
15. Passendorfer E. Zarys budowy geologicznej Wilna i okolicy. Roczn. Polsk. Tow. Geol., XVI. Kraków, 1946.
16. Philipp H. Beitrag zur Kenntnis des Endmoränenverlaufs im östlichen Balticum. Neues Jahrb. f. Min. t. II. Stuttgart, 1921.
17. Pietkiewicz St. Pojezierze Suwalszczyzny Zachodniej. Przegl. Geogr., VIII. Warszawa, 1928.
18. Proszynski M. i Rühle E. Jeziora rynnowe pod Grodnem w pradolinie Kotry i Rotniczanki. Przegl. Geogr. XIII. Warszawa, 1933.
19. Rühle E. Jezioro Hańcza na Pojezierzu Suwalskim. Wiadom. Służb. Geogr. Nr 4, Warszawa, 1932.
20. Sobolew D. N. Sistema glacialnych formoobrazowanij siewiero-polskoj i bieloruskoj-litowskoj nizmiennosci. II Intern. Conference of the Assoc. on the Study of the Quaternary Period in Europe. 1932. Transact. 3. pp. 18—38.
21. Woldstedt P. Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Pr. Geol. L.—A. Berlin, 1935.
22. Woldstedt P. Über Randlängen d. letzten Vereisung in Ostdeutschland u. Polen über d. Herausbildung d. Netze-Warthe-Urstromtales. Pr. Geol. L.—A. Jhrb. 52. 1931. Berlin, 1932.
23. Wołosowicz St. O grzędach morenowych Ziemi Narockiej i granicy młodszego zlodowacenia w dorzeczu Wilii. P. I. G. Spraw. II. Warszawa, 1923.
24. Wołosowicz St. Morena denna tzw. transgresji wigierskiej i jej znaczenie w budowie dyluwium Pojezierza Suwalskiego. P. I. G. Spraw. III. Warszawa, 1926.



Чеслав ПАХУЦКИЙ

## О ПРОСТИРАНИИ КОНЕЧНЫХ МОРЕН ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШИ И СОСЕДНИХ ТЕРРИТОРИЙ

(с 3 фигурами в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

В районе Сувалкского Поозерья автором сконстатировано четыре пояса передовых морен. Их простираение прослеженное также на территории Литовской ССР, указывает два больших языка: литовский между Сувалкским Поозерьем и окрестностями Вильно, и Нарочский восточнее. Мощность четвертичных отложений достигает 100 до 250 м. В геологических разрезах и буровых скважинах установлено 4 горизонта гляциальных глин с чередующимися межледниковыми отложениями. Передовые морены принадлежат к Данигляциалу, тогда как гляциальные глины простирающиеся к северу соответствуют младшей стадии Готигляциала.

### ПРОСТИРАНИЕ КОНЕЧНЫХ МОРЕН

Параллелизация передовых морен Поозерий Мазурского и Литовского не была до сих пор возможна вследствие незнания подробностей линии остановки ледника на Сувалкском Поозерьи и в прилегающих частях Литовской ССР. Исследования автора на территории Литвы, произведенные в годах 1934 — 1938, а на Сувалкском Поозерьи в годах 1947 — 1948, позволяют на заполнение этого пробела. В результате этих исследований и принимая во внимание труды Петкевича (17), Рюле (19) и Воллосовича (23, 24) можно утверждать, что морены Сувалкского Поозерья не являются просто прямолинейным продолжением морен Мазурского Поозерья, но возникли на берегах уже обособленного ледникового озера.

Карта четвертичных отложений Германии составленная Вольдштедтом (21) ясно указывает, что все конечные морены Мазурского Поозерья имеют направление ЮЗ-СВ, достигая бывших границ Восточной Пруссии, но сейчас же на восток от этой границы простираение морен внезапно меняет свое направление на СЗ-ЮВ.



Передовые морены западной части Сувалкского Поозерья в окрестностях Филипова и Сувалк, были описаны Петкевичем (17). Известны также конечные морены окрестностей озера Ганьчы отмеченные Рюлем (19). Окрестности озера Вигры обработаны Воллосовичем (23), причем установлены линии остановки ледника, на юг от Вигер. Воллосович называет предел этого распространения вигерской трансгрессией. Далее на север на территории Литвы гляциальную морфологию изучал во время первой мировой войны Г. Мортенсен (10). Позже в годах 1934 — 1938 вел исследования Ч. Пахуский (11, 12, 13, 14), констатируя ряд передовых морен до сих пор неизвестных. Все эти исследователи соглашаются, что в западной части Сувалкского Поозерья конечные морены простираются в направлении более или менее СЗ-ЮВ. Дальше на восток морены эти постепенно изгибаются образуя дуги загнутые к югу а открытые на север, западные концы этих дуг обращены на северо-запад а восточные на северо-восток. Так как обнаружено, все полосы в западной части Сувалкского Поозерья имеющие направление СЗ-ЮВ, доходя в юго-восточной части почти до долины р. Немана и на небольшом расстоянии на запад от Немана, поворачивают дугой в северо-восточном направлении. Середина наибольшего изгиба дуги большинства полос конечных морен соответствует, более или менее, линии пробегающей с юга на север: Копцево — Вейсее — Серее — Метеле — Симно.

До сих пор удалось выделить на пространстве Сувалкского Поозерья четыре главные полосы конечных морен, не принимая во внимание пределов установленной Воллосовичем так наз. „вигерской трансгрессии”, а также морен на линии Погоржелец — Езерки. Перечисление их нижеследующее (фиг. 48):

1. Озеро Ганьча — Еленево — Липняк — Краснополь — Сейны — Копцево;

2. Виштынец — Вижайны — Пуньск — Смоляны — район южнее озера Галадусь — Куцяны — Вейсее;

3. Лоздзейская дуга начинающаяся на западе от окрестностей Виштынца бегущая дальше помежду Вижайнами и Гражишками на Любово. Вне долины р. Шешупы находим продолжение на юг от Кальварии. Полоса этих морен бежит отсюда в юго-восточном направлении через местности Мергутроки — Березники — Санкуры — северную часть озера Галадусь, обходя с юга Лоздзее и поворачивает на Серее;

4. Кальварийская дуга начинается западным крылом в окрестностях Бартник, тянется в направлении юго-восточном к Кальварии, откуда дальше сворачивает уже на северо-восток на Людвиново а оттуда помежду озером Амалвой и Жувинтой продолжается до городка Прены и обходя его с севера достигает Немана.



Если бы мы зачислили к обособленному поясу конечные морены расположенные к югу от озера Ганчи вблизи Филипова сконстатированные Петкевичем и включили их в пределы распространения ледника описанного Воллосовичем, а также и морены окрестностей Погоржельца — Руских Буд — Александра — получили бы кроме уже вышеупомянутых четырех полос еще одну. Выше перечисленные фрагменты конечных морен надо считать не доказательством длительного существования ледника, но скорее его осцилляции.

Все четыре полосы переходят за р. Неман и тянутся дальше в направлении ЮВ-СЗ. В местах где конечные морены переходят через Неман нагромождены в большом количестве эратические валуны разных размеров. Первый пролом Немана через вал передовой морены находится вблизи городка Мереч. От этой местности упомянутая полоса тянется прекрасно сформированным валом параллельно долине Меречанки, ее северным берегом вплоть до Оран. Дальше вступает она в окрестности Трок и через Вильно направляется к Сьвэнцянам, но не доходя до Подбродзя — исчезает. Этот пояс является одним из наиболее совершенно сформированных, к югу от которого распространяется широко область зандра. Параллельно пробегающая прадолина, по которой ныне протекают воды сравнительно небольших речек Ваки и Меречанки, еще более подчеркивает край бывшего предела ледника, которого воды широко разливались в южном направлении, создавая обширный зандр, либо сплывали на ЮЗ прадолиной Ваки — Меречанки в Вислу.

На расстоянии 10 км на запад от Мереча, там где Неман поворачивает с восточно-западного направления на север, пересекает его течение второй с очереди пояс: дуга Вейсее — Куцены. Этот второй пояс пробегает параллельно первому на расстоянии 10 км к северу. На восток от Немана пояс этот продолжается только на пространстве 30 км и в окрестности Дауги перерывает его следующий младший пояс, выходящий из окрестностей Олиты, который создает как бы продолжение второго от Дауги пояса, тянущегося на северо-восток, проходя мимо Новых Трок, через окрестности, расположенные на запад от Вильно (возможно Вершулишки) вплоть до Сьвэнцяно-Лабанорского зандра.

Наконец последняя — Кальварийская дуга составляющая северную границу Сувалкского Поозерья переходит Неман в местности Дарсунишки 15 км на ЮВ от Ковна, а далее 10 км на восток от Немана меняет направление с северо-восточного на юго-восточное. В этом новом направлении тянется около 15 км, а дальше сворачивает дугой опять к северо-востоку. Имеем здесь как-бы второстепенный язык, который нарушил гармонию предыдущих, параллельно друг к другу пробегающих поясов. Далее восточное крыло этой дуги имеет уже направление парал-



лельное к предыдущим моренным поясам и тянется через Сумелишки, Рыконты, Мейшаголу и Дубинги. Поясы исследованных конечных морен, приближаясь к окрестностям Вильно, соединяются на относительно небольшом пространстве, пробегая через окрестности Трок и по западной стороне Вильно в направлении Съвенцяи, но около Подбродзя исчезают в распространенном там зандре.

Область „Нарочской Земли” с прекрасно сформированными дугами конечных морен, представляется как обособленная единица. Конечные морены в ее западной части в окрестностях Съвенцяи пробегают с северо-запада на юго-восток и над озером Нароч сворачивают в направлении северо-восточном.

Как здесь, так и на Сувалкском Поозерьи выступают четыре пояса конечных морен, что похоже на некоторого рода повторение условий.

Конечные морены обозначают пределы распространения ледников с севера на юг. Из этих сконтролированных местоположений конечных морен легко можно выделить в этой области три большие ледниковые языка. Считая с запада, первый язык восточно-поморский (мазурский) вытекал из Балтийского бассейна через Гданский Залив; он наибольших размеров по сравнению с двумя остальными расположенными к востоку от него. Второй срединный предлагаю назвать литовским языком. Создан он был материковым ледником надвигающимся из Рыжского залива, и охватывающим большую часть Лотвы и всю Литву. Наконец третий нарочский язык, продвигался с севера через депрессию, ныне занятую озером Пейпус.

В местах столкновения таких двух языков создались наиболее высокие горбы возвышенностей. Это вполне понятно, так как в этих местах происходило нагромождение материала из двух ледниковых краев. И действительно, наиболее высокие возвышенности Сувалкского Поозерья расположены в пограничной полосе этих двух языков а именно в окрестностях Вижайи а на рубеже литовского и нарочского языков в окрестностях Съвенцяи — Даугелишек. Но с южной стороны в местах расдвоения этих двух языков создались наиболее обширные области зандров, которых примерами являются сувалкско-аугустоцский и съвенцяиско-лабанорский зандр.

Распространение описанных здесь языков в сущности покрывается с распространением предела ледников последнего оледенения. К югу от него находится область старшего оледенения. Если вне вышеотмеченных границ моренных поясов наткнемся на некоторые виды конечных морен, которые можно было бы зачислить к последнему оледенению, по моему мнению являются они лишь только следами кратковременных осцилляций. Кроме „вигерской” осцилляции можно указать осцилляцию в доли-



не Котры и Ротничанки (на ССВ от Гродна) а также вблизи Тетяньцев (20 км на восток от Оран).

Точно также надо принять как следы подобных осцилляций передовые морены обнаруженные Э. Пассендорфером на юг от Вильно (15), которые трудно было бы считать существенным признаком более длительного предела последнего оледенения в этой местности.

Направление простираения конечных морен имеет значение не только для определения ледниковых форм но и для выяснения генезиса горба Поозерья. Считается, что балтийское Поозерье возникало главным образом вследствие нагромождения ледникового материала, преимущественно у краев ледников, во время более продолжительных их стационарных положений, путем вздутия и скопления материала передовых морен. Основываясь на неправильном определении западно-восточного простираения передовых морен Г. Мортенсена для восточной части Литвы — Краус (8) мотивировал свою тезу о тектоническом генезисе этого горба в послеледниковое время. Краус правильно полагает, что передовые морены с направлением З—В не могут создавать возвышенностей с направлением ЮЮЗ—ССВ, какое имеет восточное крыло Балтийского Поозерья. И действительно как позже оказалось в результате более подробных исследований Б. Галнцкого, В. Окловича, Э. Пассендорфера и Ч. Пахуцкого, простираение передовых морен имеет направление не З—В, но со стороны литовской дуги ЮЗ—СВ, а со стороны нарочской дуги — ЮВ—СЗ.

Встреча под острым углом двух ледниковых языков привела к большому нагромождению осадков передовых морен в мощный вал Балтийского Поозерья. Значит и тут в восточной части, также как и в западной Поозерья, отсутствует несогласованность их направления с направлением простираения передовых морен, вследствие чего тектоническая теория для объяснения возникновения горба Поозерья избыточна.

#### СТРАТИГРАФИЯ И РЕЛЬЕФ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Зона, в пределах которой находятся многочисленные поясы вышеупомянутых передовых морен, на относительно узком пространстве ок. 50 км, принадлежит к поозерным возвышенностям. Представляют они из себя волнистую плейстоценовую возвышенность с разнообразием форм поверхности. Не имеет она одинаковой постоянной высоты на всем своем протяжении. В наиболее высоких своих точках превышает она 300 м, например на юг от Голдапи до 310 м, а в вижайнских холмах до 299 м. Являются они наиболее высокими пунктами всего восточного крыла Балтийского Поозерья. Западный горб Сувалкского Поозерья охватывающий пространство около 2 000 км<sup>2</sup> (Сувалки — Вижайны — Кальварья —



Пуньск) господствует своей высотой над всем восточным крылом Поозерья. Средняя высота этого горба равняется 250 м. К востоку поверхность значительно снижается. Начиная от линии Кальварья — Сейны к востоку вплоть до Немана, средняя высота равняется 150 м, наивысшие точки достигают лишь только 200 м, значит о целые 100 м ниже чем в Сувалкском Горбе. На правой стороне Немана и на Виленском Поозерьи средняя высота равняется 200 м, а максимальные высоты превышают 260 м. Съвенцянский Горб доходит до 290 м. В поперечном разрезе Сувалкский Горб имеет более крутые склоны с северной стороны. В южном направлении расположены зандры на более высоком уровне чем прилегающая с севера равнина донной морены. Весь этот пояс представляет из себя как бы одну громадную передовую морену, на которой можно легко выделить некоторые стадии предела распространения ледника.

Сувалкский Горб также как и возвышенности тянущиеся дальше на восток, являются образованием ледниковой аккумуляции. Буренья произведенные в этом районе не обнаружили под толстым слоем моренных образований каких либо отчетливых горбов основания. Хотя основание это постепенно возвышается с севера на юг, но кажется, что это не могло иметь влияния на образование горбов. На юг от Ковно существует некоторая депрессия, где моренные образования залегают на меле около 30 до 50 м ниже уровня моря, однако дальше на юг меловое основание постепенно возвышается и в Олите (60 км на ЮВ от Ковно) находятся уже 15 м повыше уровня моря, а в Гродно даже 45 м. Какой был рельеф поверхности в доледниковое время не знаем. Возможно что „доледниковая” поверхность была несколько иной, чем нынешняя, покрытая плейстоценовыми образованиями, но выводя из спокойного контакта юры с мелом, имеющими легкое падение на юго-запад, не могла разниться в значительной степени от сегодняшней.

Мощность ледниковых образований в зоне Поозерья довольно значительная, ибо достигает от 100 м до 280 м в Сувалкском Поозерьи и от 80 м до 150 м в Виленском Поозерьи. Наибольшую толщину ледниковых осадков имеет Сувалкский Горб, а именно: от 140 м до 280 м.

Вся эта серия ледниковых образований состоит из моренных осадков не только последнего оледенения, но является нагромождением материала оледенений и периодов межледниковых. Основываясь на данных обнажений и выступающих в них моренных глин, разделенных между собою сериями песков и слоями глин, можно было бы число оледенений принять по крайней мере в количестве четырех. А. и Б. Галицкие проводя исследования в долине Немана и Вилли в годах 1943 — 1944, выделили даже шесть отдельных моренных горизонтов, считая возможным принять существование на наших пространствах шести отдельных оледе-



нений (доклад на научн. заседании Литовск. Геол. Инст. в 1944). Д а л и н к е в и ч (1) отличает в Литве четыре оледенения, прибавляя к этим четырем нерешительно еще пятое, считая его за отдельную фазу (стадию) последнего оледенения („Вистулян II”). Б. Г а л и ц к и й первый констатировал что серую морену, выступающую сейчас же над уровнем Немана и широко распространенную, надо принимать не за образование первого оледенения, как это было всеми принимаемо, но второго оледенения, так как осадки первого оледенения редко встречаются под серой мореной и толстым слоем песков, преимущественно в виде булыжника из размытой морены. Точно также и Д а л и н к е в и ч в своей статье утверждает, что серую плотную морену надо считать вторичной, тогда когда первой, по мнению этого автора, была серо-зеленоватая глина, часто песчаная, в виде обрывков содержащихся в младших моренах.

Целью более точного представления сущности представляю здесь несколько разрезов долины Немана, исполненных мною во время моих исследований четвертичных отложений в 1938 г. и которые еще не были нигде опубликованы (доклад на научн. засед. Литовск. Геол. Инст. в 1944 г.). В этих разрезах видим повыше уровня Немана четыре горизонта разных моренных глин разделенных сериями песков и илов. Вблизи местечка Мереч в деревне Янянце в долине Немана мисю первым было сконстатировано существование над серой мореной мощного слоя около 16 м толщиной торфовой „гиттии” (сапропеля), переслоенной голубой глиной. Весь комплекс „гиттии” покоится на ленточных глинах, которых мощности не удалось определить потому что находятся они пониже уровня Немана. Под глинами залегает серая плотная морена, как можно предполагать из ее выходов тут же над уровнем Немана или же неоднократного ее погружения ниже летнего уровня воды.

Вопрос подробной стратиграфии здешних четвертичных отложений не является темой нашей статьи. Затронули мы его только для того чтобы подчеркнуть генезис Балтийского Поозерья вследствие накопления большого количества ледникового материала.

Рельеф поверхности земли на пространствах последнего оледенения является главным образом гляциального происхождения. Выделяют на этих пространствах: а) формы выпуклые: донные морены с холмистым характером, передовые морены, друмлины, озы и кемы; и б) формы вогнутые: разного рода безсточные углубления, обычно заполненные торфом, и многочисленные, разных форм и величины, озера. Эти углубления большей частью имеют неправильную форму, но нередко встречаются также регулярно округленные углубления выступающие ныне в виде небольших лугов либо круглых небольших озер. Более редки глубокие ямы сухие, правильной формы воронки с крутыми стенками. Таковую яму наблюдал я в окрестности Трок в местности Высоки Двур. Глубина ямы



равняется 20 м, диаметр дна около 50, дно покрыто торфом. Местные жители называют ее „чортовой ямой”.

Холмистость донной морены на описываемых пространствах не проявляет отчетливых однородных направлений. Холмы эти весьма разной высоты и разных конфигураций. Вся поверхность таких холмистых пространств покрыта преимущественно моренной глиной, вследствие чего зачисляем ее к образованиям донной морены. Являются они областью осцилляции языков ледников и находятся в зоне маргинальной. Затем выделяем поясы каменисто-гравиево-глинистых холмов которые часто сопровождаются накоплением больших эрратических валунов; зачисляем их к передовым моренам. В поясах передовых морен возвышенности имеют преимущественно форму волнисто удлинненную вдоль своих осей. На склонах этих волн находятся часто нагромождения валунов. Однако надо отметить что подобные явления существуют не всегда и не везде. Холмы принадлежащие к областям крайнего предела распространения ледников бывают наиболее каменистые, по всей вероятности по причине их более длительной остановки на одном месте. Это морены аккумуляционного типа. На нашей территории представителями таких каменистых передовых морен являются два первые пояса (считая с юга). В первом поясе изобилуют валунами окрестности озера Ганьча и зона Мереч — Ораны. Не менее каменистым является и второй пояс, преимущественно в окрестностях Виштыньца и на север от Мереча через Дауги до Трок. Участок последнего на Поозерья пояса Кальварья — Дарсунишки — наименее каменистый но далее на восток пояс этот прекрасно сформирован и изобилует многочисленными валунами.

Некоторые поясы передовых морен на определенных участках бывают сформированы в виде удлинненных возвышенностей, господствуя над прилегающими пространствами; образует это некоторого рода вал, перед которым преимущественно с южной стороны распространяется песчанистая равнина зандра. Типичным примером такой передовой морены является участок вблизи Мереча, тянущийся от этого местечка на северо-восток по направлению к Орнам. Также хорошо сформирован второй пояс передовой морены. Мощный вал построен передовой мореной в окрестностях Виштыньца и Пуньска. Иные участки этого же самого пояса не обладают так типичной формой: в большинстве случаев — это отдельные формы мало отличающиеся от прилегающих холмов донной морены. Только более значительные скопления валунов и галечника и иногда распространяющийся перед ними зандр дают возможность отличения их как холмов передовой морены.

На юг от передовых морен распространяются широкие площади зандров. Однако не перед каждым поясом передовых морен находятся зандры, но только там, где воды сплывающие с берегов ледника имели



возможность широко разливаясь по прилегающей равнине. Зандры между первым и вторым поясом передовых морен в окрестности Копцево — Вейсее, а также дальше на север между Вейсеями и Сереями проявляют волнистую холмистость. Это признаки некоторого рода осцилляции ледника. На это указывают также расбросанные на этих песчаных пространствах тут и там большие или меньшие валуны.

На северном рубеже Балтийского Поозерья вдоль пояса передовой морены Кальварья — Дарсункиши выступают в окрестности Людвинова многочисленные одиночные холмы в виде курганов высотой от 10 до 20 м, образованных из гравия и слоистых песков. Нигде в другом месте в области восточного крыла Балтийского Поозерья я не встречал так многочисленных, так превосходно сформированных и так господствующих над поверхностью гравневых холмов. Это типичные кемы.

Анализ этих форм доказывает, что они еще совсем молодые. Факторы эрозии и денудации еще не успели в течение 15 — 20 тысяч лет уничтожить их, либо в большой степени сформировать. Эту холмистую область разнообразят многочисленные озера. Разнится она особенно от области расположенной на юг, где озера отсутствуют и где холмистая поверхность превратилась в монотонную, слегка волнистую равнину.

Среди большого размера валунов численно преобладают кристаллические породы, прежде всего гнейсы и граниты, но среди валунов меньшего объема в грубозернистом гравии и скоплении камней из размытой морены господствуют осадочные породы, главным образом доломиты и девонские песчаники, а также силурийские известняки. Наиболее молодая морена, покрывающая поверхность, цвета красновато-бурого или желтого, довольно тощая: содержит она довольно значительное количество девонских песков, но зато редко встречаются в ней кремни и фосфориты, так часто выступающие в серой, наиболее низкой морене, так как движущийся с севера на юг материковый ледник последнего оледенения полз по обширных пространствах девонских доломитов и песчаников ольдредра, а встречал мало слоев меловой системы, а еще меньше юрских слоев.

В комплексе кристаллических пород часто выступают красноватые граниты и порфиры Аландских островов и Финляндии, граниты типа „рапакиви“, красные и бурые порфиры дна Балтийского моря, а дополняются еще шведскими породами, преимущественно порфирами и порфиритами из Далярне. Иногда, хотя редко, можно встретить порфиры из Смолянда. Случается что в некоторых местах какой-либо один сорт пород образует массовое скопление. Такое явление было наблюдаемо мною в окрестности Лишково (на юг от местечка Мереч) в загибе Немана, вблизи деревни Жеймы, где среди кристаллических пород встречаются в большом количестве бурые порфиры дна Балтийского моря. Подобное



явление встречено было также на север от Копцево, вблизи д. Повесьники, где находится массовое скопление красно бурых плит альгонкских песчаников, часто имеющих на своей поверхности волнистые полосы.

#### ВЫВОДЫ

Направление простираения передовых морен на всем пространстве описанного участка Балтийского Поозерья более или менее совпадает с направлением этой возвышенности. Доплейстоценовое основание Поозерья не содержит больших возвышенностей. Поозерье во всем своем объеме создано вследствие нагромождения и скопления осадков во время длительной остановки и многократной осцилляции краев ледника.

Анализ морен допускает утверждение, что поясы передовых морен были единовременны с поясами морен нарочского языка. Вследствие этого нет доказательств для зачисления обоих языков (литовского и нарочского) к разным возрастам, как полагает А. Ярошевич-Клышинская (6). Петрографические различия состава морен являются по всей вероятности следствием местных причин.

Все вышеупомянутые поясы передовых морен Сувалкского Поозерья соответствовали бы трем стадиям наимладшего оледенения (бранденбургскому, познанскому и померанскому) либо принадлежали бы к фазе данигляциала. Дальше на север морены большого Ковенского языка, которые Е. Кондрацкий (7) совершенно правильно связывает с моренами Браславского Поозерья считаю относящимися к младшей стадии принадлежащей к фазе готигляциала.



Czesław PACHUCKI

## DIRECTION OF COURSE OF TERMINAL MORAINES OF THE LAST GLACIATION IN THE NORTH-EASTERN PART OF POLAND AND THE NEIGHBOURING COUNTRIES

(with 3 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

Four belts of terminal moraines have been stated by the author in the area of Suwałki Lake District. Their course, traced also in the territory of the Lithuanian Soc. Rep., marks on two large tongues; the Lithuanian between the Suwałki lake district and the vicinity of Wilno and that of Narocz, farther to the east. The thickness of Quaternary deposits amounts 100-250 m. In the cross-sections and bore holes 4 separated boulder clays have been established with intervening interglacial deposits. Terminal moraines belong to the Daniglacial, while the boulder clays extending northwards, correspond to a younger stage of the Gotiglacial.

### COURSE OF TERMINAL MORAINES

The majority of the terminal moraines in the Mazurian Lake District show a SW—NE direction. Following this direction they reach unchanged the late boundary of Poland and East Prussia. Further to the East from this boundary already in the Lake District of Suwałki, the course of the terminal moraines is suddenly turned into NW—SE, attaining almost the river Niemen. Henceforth they bend archlike into the NE direction and extend unaltered as far as beyond the city of Wilno.

In the region of the Suwałki Lake District four chief ridges of terminal moraines can be distinguished, (fig. 48) viz.:

- 1) From the Lake Hańcza over Jeleniewo, Krasnopol, South of Sejny, Kopciowo.
- 2) Wisztyniec, Wizajny, Puńsk, Berzniki, Wejsieje.



- 3) The surroundings of Wisztyniec, Grażyszki, South of Kalwaria, South of Łozdzieje and Sereje.
- 4) Bartniki, Kalwaria, Ludwinowo, between the Lake of Amalwa and Żuwinta, Preny.

All the four ridges cross the river Niemen and extend further east in the direction SW—NE. At places, where the terminal moraines cross the Niemen, large quantities of erratic blocks and boulders are accumulated of different size, but mostly of 50—100 *cm*. The first breach of the Niemen through the rampart of the terminal moraines occurs near the town Merez. From this locality the ridge extends in the shape of a beautifully developed dam, parallel to the valley of Merezanka. Henceforth it penetrates into the vicinity of Troki and shifts its course through Wilno to Święciany. From this well developed ridge a large outwash plain is spread broadly to the south.

The second chain in turn, the arc of Wejsieje, crosses the Niemen in a distance of 10 *km* down the river. This ridge too takes a course in a direction parallel to the first. The third ridge has been cut by the Niemen at the town of Olita. Near the place Daugi this ridge reaches the course of the second one, crossing it. From Daugi to Wilno we cannot recognize the course of the second and third ridge. The fourth and last arc of Kalwaria on the Baltic Hills, which constitutes on this section the northern boundary of the Baltic Hills, passes the Niemen at the village of Darsuniszki (15 *km* to SE of Kowno). And this last ridge takes, with some small deviations, the course in the NE direction by Sumiliszki, Rykonty and Dubingi.

The area of the Narocz region, with finely developed arcs of terminal moraines, represents again a separate unit. The terminal moraines in the western part of this territory, in the vicinity of the small town of Święciany, run in the NW—SE direction. Along the Narocz Lake the arc bends in the NE direction. In the Narocz as well as in the Suwałki regions 4—5 chains of terminal moraines can be summed up.

Among these examined courses of terminal moraines three large embayments can be distinguished in the area in question, where corresponding ice-streams or tongues of quaternary glaciers went down from the chief ice sheet to the south. The first such tongue of East Pomerania flowed out of the Baltic Sea Depression through the Bay of Gdańsk. The second, central Lithuanian tongue has been formed by a ice sheet flowing from the Bay of Riga. The third at last, the lobe of Narocz, flowed from the north through the depression of Lake Peipus.

At the places of contact of such tongues arised the highest elevations. On the south side however, from the points of ramifications of two tongues the largest outwash plains spread out. Such plains are here the Suwałki—Augustów and the Święciany—Łabanory ones.



The shape of the just described contours of the ice-tongues corresponds with the outline of the maximum extension of the Vistula Glaciation in our area. To the south the deposits of the next older glaciation are situated (Warta Stage).

The directions of the course of the terminal moraines contribute, besides others characteristic features, to the explanation of the origin of the Baltic Hills. It is generally assumed that the Baltic Hills were the result of accumulation of glacial material during the long halting stages of the ice sheets confined by the terminal moraines.

The supposition of the improper courses of the terminal moraines stated at his day by H. Mortensen for the eastern part of Lithuania, the Wilno Lake District viz. in the East—West direction, induced E. Kraus to the assumption of tectonic movements in postglacial times to account for the origin of the eastern part of the Baltic Hills. E. Kraus is, for good reasons, of opinion that the terminal moraines in the East—West direction, according to Mortensen, could not shape the Baltic Hills in SWS—NEN direction, which is exhibited by the eastern flank of these hills. Owing to later and better grounded investigations of Halicki, Passendorfer and Pachucki the course of the terminal moraines, in the eastern region, does not run in a East—West direction, but, in fact, shows a SW—NE trend, agreeing here with the direction of the Baltic Hills. For this reason, here too, as well in the eastern as in the western part of the Baltic Hills, there is no discrepancy between the direction of the Baltic Hills and the course of the terminal moraines. Such being the case, the tectonic hypothesis, proposed by Kraus, to explain the origin of the Baltic Hills and its eastern rim, is superfluous.

#### STRATIGRAPHY AND RELIEF OF GLACIAL DEPOSITS

The Baltic Hills with the terminal moraines in its entirety form a zone in the belt of hills surrounding the Baltic Sea. One of these rows of elevations is called the Chain of Suwałki Hills, which is here described in particular. The mean height of this chain of hills amounts to 250 *m* above the sea and the highest elevations exceed 300 *m*. In the cross section it shows the steeper slope on the northern side. The Chain of Suwałki Hills as well as the heights running further to the East are the result of glacial accumulation. Owing to the bore holes (though not numerous) it has been established that below a thick series of glacial deposits distinct elevations of the substratum are absent. The differences of the subjacent older formations from 20 *m* below the level of the sea near Kowno up to 45 *m* near Grodno, on a long distance (135 *km*), could not influence the forming of the mighty mound. The surface of the Cretaceous was uneven, but to such a degree only, as it could be moulded by the contemporaneous erosion, as the contact of the Cretaceous and the Jurassic



shows a calm course with a gentle inclination to the south—west. The thickness of the glacial series of the Chain of Suwałki is considerable, amounting from 100 to 250 *m*.

In this region we distinguish in the cross section four horizons of glacial marls and clays, separated by layers of 5—20 *m* of sand and stratified lake deposits. Locally some beds of interglacial peat and gyttia are also intercalated as e. g. near Merecz at the village Janiance. Above the grey ground moraine of an older glaciation a layer of gyttia occurs of a thickness up to 16 *m*.

B. Halicki has established that the compact grey ground moraine, forming the deepest stratum in the cross section of this region and cropping out in the valley of Niemen near the water level, is not the oldest moraine as it has been considered before. Below this grey moraine and the undulating sand series, sometimes a pavement of erratics has been ascertained, as in a borehole at Wilno, and in an outcrop near Olita, which shows the existence of a still older moraine under the grey moraine, only that the last has been eroded away by running glacial waters and the pavement constitutes but its last remnants to-day. In such a case in the mentioned cross section we should have even five moraines piled one upon the other. Halicki has distinguished, during his investigation in the valley of the Niemen, within these moraines even six separate horizons of boulder clays, each differing from the other. Whether these are the rests of six separate glaciations or glacial stages of a lower number of glaciations, there is no definite evidence as yet, as the study of the interglacial deposits is in progress.

Most of the terminal moraines in these regions contain large quantities of pebbles and boulders of different kind and size. Hither and thither the moraine is so densely packed and contains so much rock debris that the soils are not suited for cultivation. Among the boulders of large size predominate gneisses and granites and the smaller rock fragments and pebbles consist of red and brown porphyries from the bottom of the Baltic Sea, of porphyries from the Aland Islands and less frequently of porphyries of Dalarne or Smaland. Very often are met red granites of the Rapakiwi type of Finland and the Aland Islands. Among the smaller pebbles in the moraines and gravels in the outwash plains there is a large quantity of sedimentary rock fragments viz. sandstones of different origin, Devonian dolomites and fossiliferous Silurian limestones etc. The admixture of detritus of Cretaceous and Jurassic rocks is insignificant. The moraines, at the surface, show on the whole red or yellow-brown colours.

Besides the hilly ranges or terminal moraines a number of isolated beautiful conical hills occur at many places, but as a rule, rarely, e. g. in the range of the Kalwaria Arc in the neighbourhood of Ludwinowo, 10 *km* NE of Kalwaria. Most of them are put on an even or undulating plain and make the



impression of small volcanoes. They are composed of sands and bedded gravels and appear in clusters, as 30 could be counted on a strip of land of 10 *km* length and 1 *km* breadth. These are typical kames, which can be found in the mentioned area.

The numerous lakes and the strongly varying sculpture of the hills speak in favour of a young landscape with a fresh surface where most of the known glacial hill types easily can be recognized. The last glaciation forces itself into prominence in the described area.

#### CONCLUSIONS

The direction of the course of the terminal moraines in the described part of the Baltic Hills is in accordance with the general trend of this high area. As far as is known from bore holes, the substratum of this area is fairly even and in the neighbourhood of the present sea level. It does not show marked prominences. All the surface mass of the Baltic Hills consists therefore, of glacial deposits. It originated from the accumulations of glacial drift during the longer halting stage of the ice sheet.

The author is of opinion that the ridges of terminal moraines of the Lithuanian tongue are contemporaneous with the terminal moraines of the Narocz Lake and in the West with the tongue of Gdańsk. The number of ridges agrees fairly in these three regions.

All the mentioned ridges of terminal moraines in the Lake Districts of Suwałki, Troki—Wilno and Narocz might correspond with three glacial stages: the Brandenburgian, Poznanian and Pomeranian or belong to the Daniglacial. Further to the North, already beyond the extent of the Baltic Hills, I consider the ridge of terminal moraines of the great Kowno tongue, which J. Kondracki connects with the terminal moraines of the Lake District of Braslaw, already as a still younger stage, belonging to the Goti-glaciation.









OBJAŚNIENIE TABLICY I

Liście z młodszego lessu w Krakowie

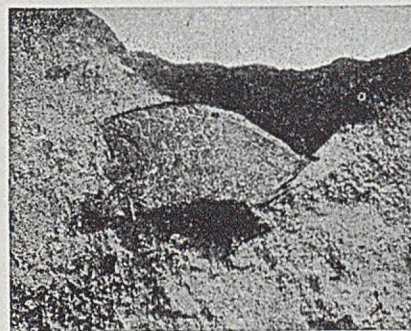
1. Odlamek liścia wierzby żyłkowanej (*Salix reticulata* L.) w lessie. Wielkość naturalna.
2. To samo w powiększeniu około 3 ×.
3. Ten sam odlamek liścia po wydobyciu go z lessu. Powiększenie 4,5-krotne.
4. Szparki na spodniej stronie tegoż liścia. Powiększenie 400-krotne.
- 5—7. Odlamek liścia *Chrysanthemum* lub *Artemisia vulgaris* z tego samego stanowiska w lessie.



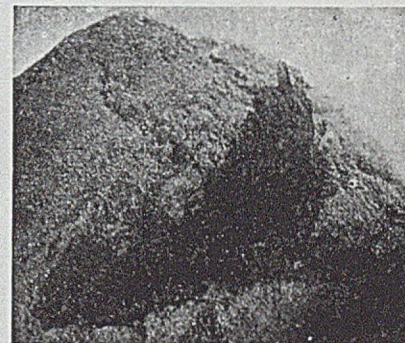
1



5



2



6



3



7







OBJAŚNIENIE TABLICY III

Fig. 1

Wykop na zboczu doliny Kosarzewki koło Bychawy  
(profil opisany w tekście)

1. Less; 2. Piasek ze żwirkami krystalicznymi; 4. Piasek żelazisty ze żwirkami; 5. Mułki uwarstwione; 7. Żwiry preglacjalne; 8. Kreda.

Fig. 2

Piaski w odkrywcę między Dziewiczą Górą a cegielnią w Horodyszczu.

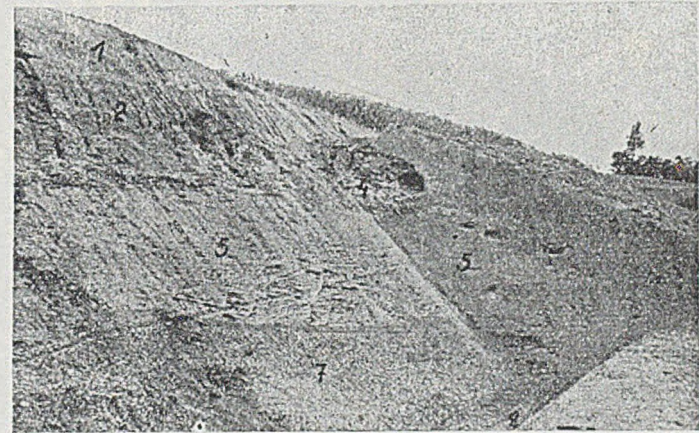


Fig. 1

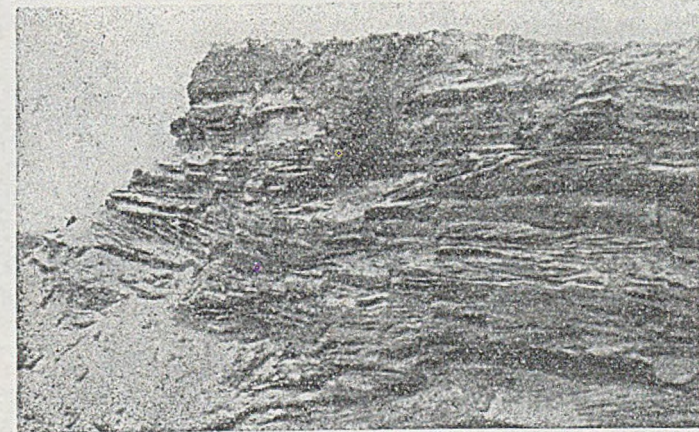


Fig. 2



## OBJAŚNIENIE TABLICY IV

Mikrofotografie obrazów mikroskopowych otoczków preglacjalnych.

Fig. 1

Piaskowiec przypuszczalnie sarmacki. Spoiwo krzemionkowe, zbudowane z chalcedonu. Światło spolaryzowane, nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×. Otoczek ze żwirów Bychawy.

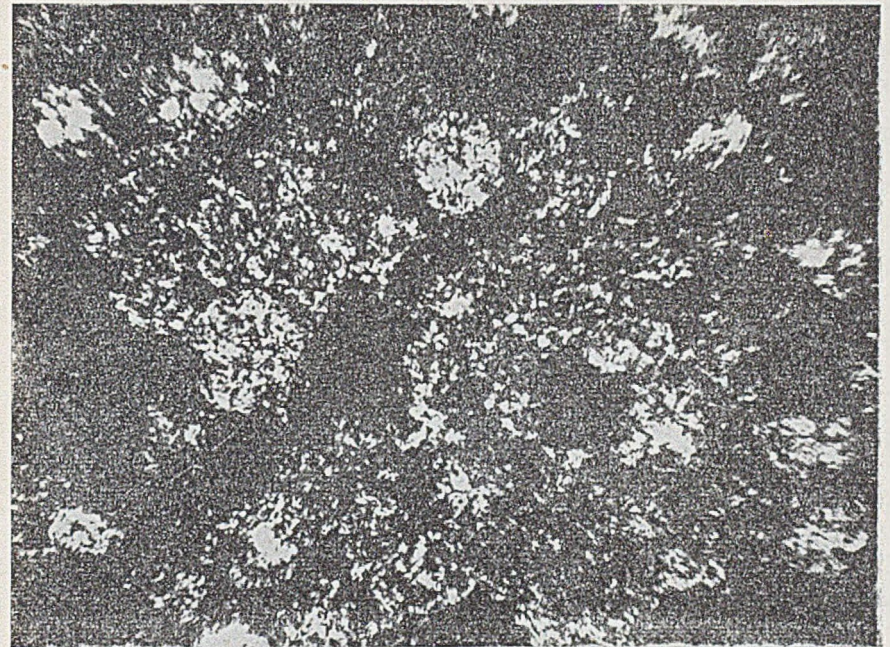


Fig. 1

Fig. 2

Radiolaryt. Substancją mineralizującą jest drobnowłóknisty chalcedon. Światło spolaryzowane, nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×. Otoczek ze żwirów okolic Chełma.

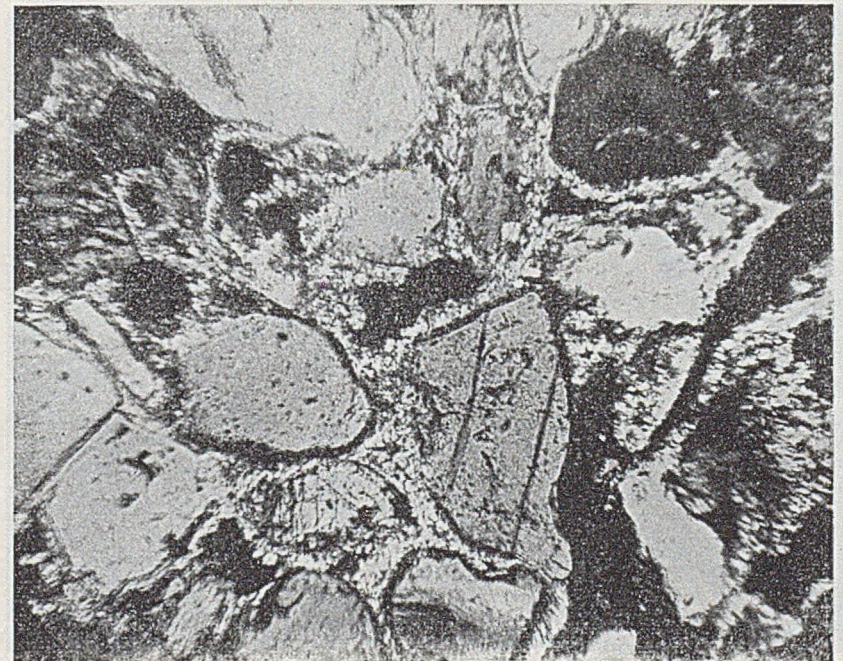


Fig. 2



OBJAŚNIENIE TABLICY V

Fig. 1

Rogowiec. Skupienia kwarcu o zmiennej wielkości ziarn, przecięte smugami substancji węglowej.

Otoczak ze żwirów Bychawy. Światło spolaryzowane, nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×.

Fig. 2

Okruch skrzepu krzemionkowego. Chalcedon wśród agregatów czarnej gruzelkowatej substancji. Światło spolaryzowane, nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×. Ze żwirów Horodyszcz.



Fig. 1

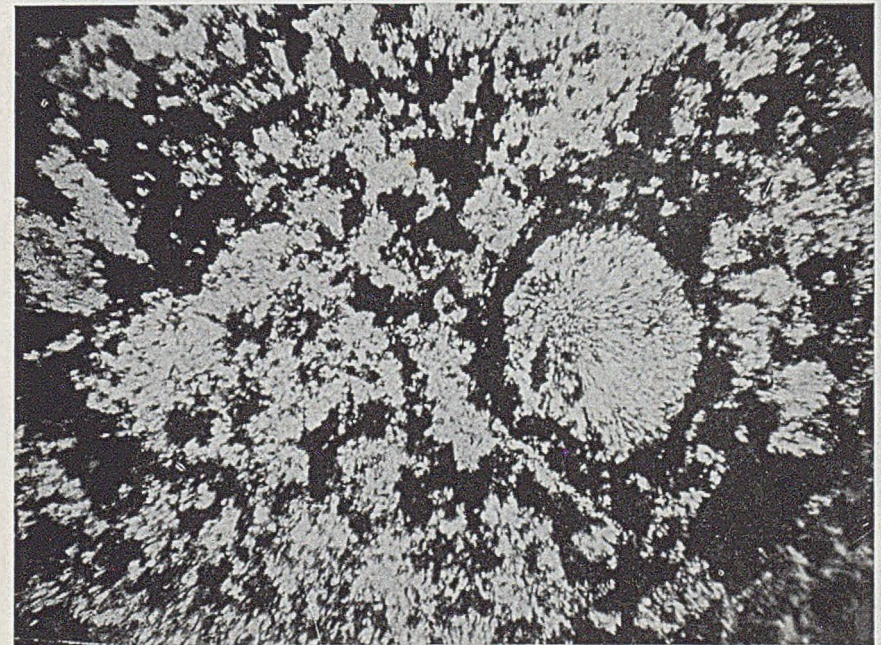


Fig. 2



## OBJAŚNIENIA TABLICY VI

Fig. 1

Krzemień. Na tle substancji opalowej nieprzeźroczyste gruzelki barwy czerwono-brunatnej skupiającej się tu i ówdzie w zwarte plamy. Światło zwyczajne. Pow. 65 ×. Otoczak ze żwirów okolic Chełma.

Fig. 2

Kwarc żyłowy. Ziarna kwarcu o średnicy kilku milimetrów wykazują czasem zarysy idiomorficzne. Światło spolaryzowane, nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×. Otoczak ze żwirów Bychawy.

Mikrofotografie wykonał inż. S. Makowiecki przy pomocy mikroskopu „Mer”. Prof. dr A. Paszewskiemu, kierownikowi Zakładu Fizjologii Roślin U. M. C. S. w Lublinie za wypożyczenie tegoż mikroskopu najprzejmiej dziękujemy.

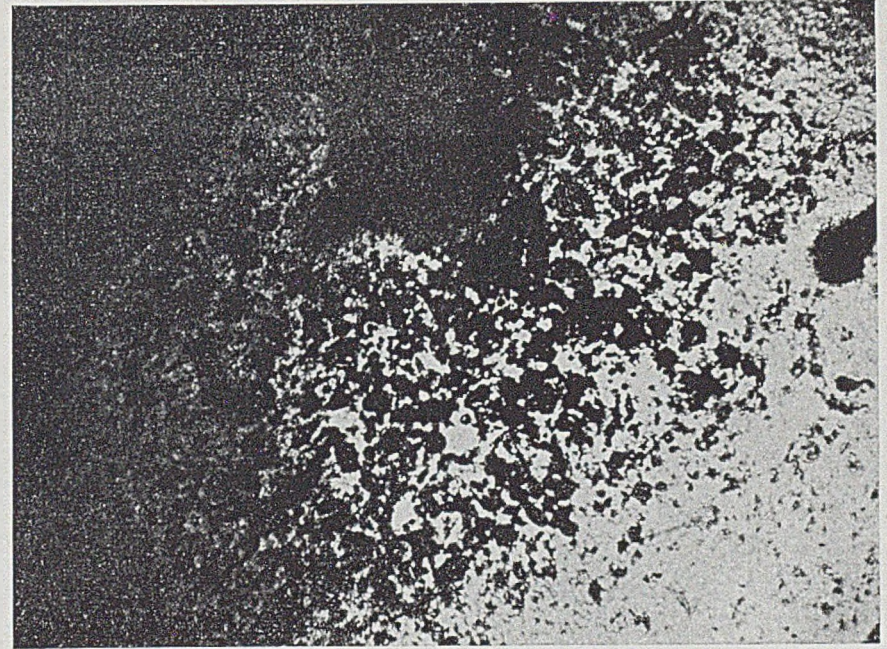


Fig. 1

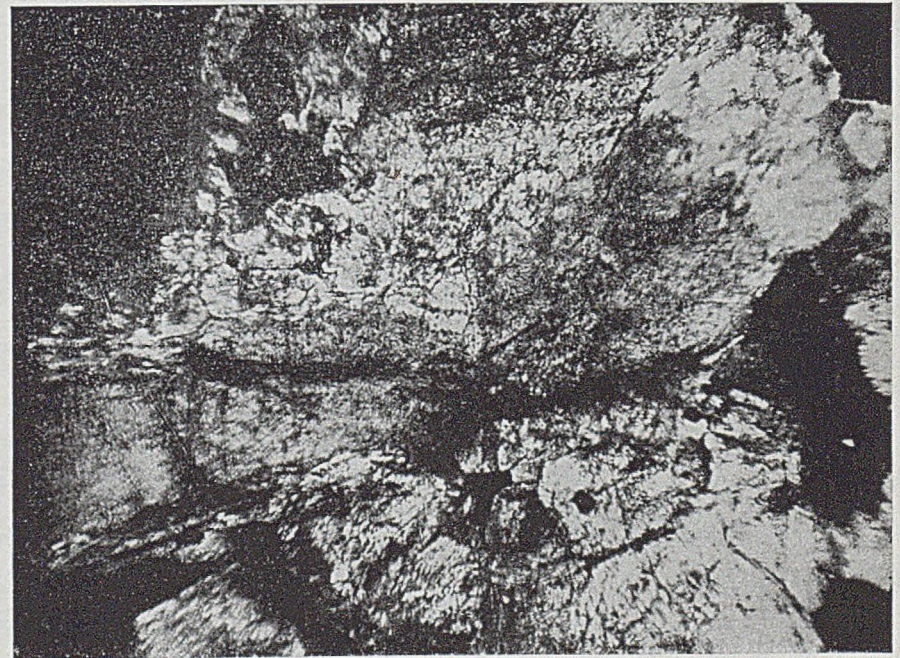
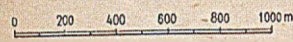


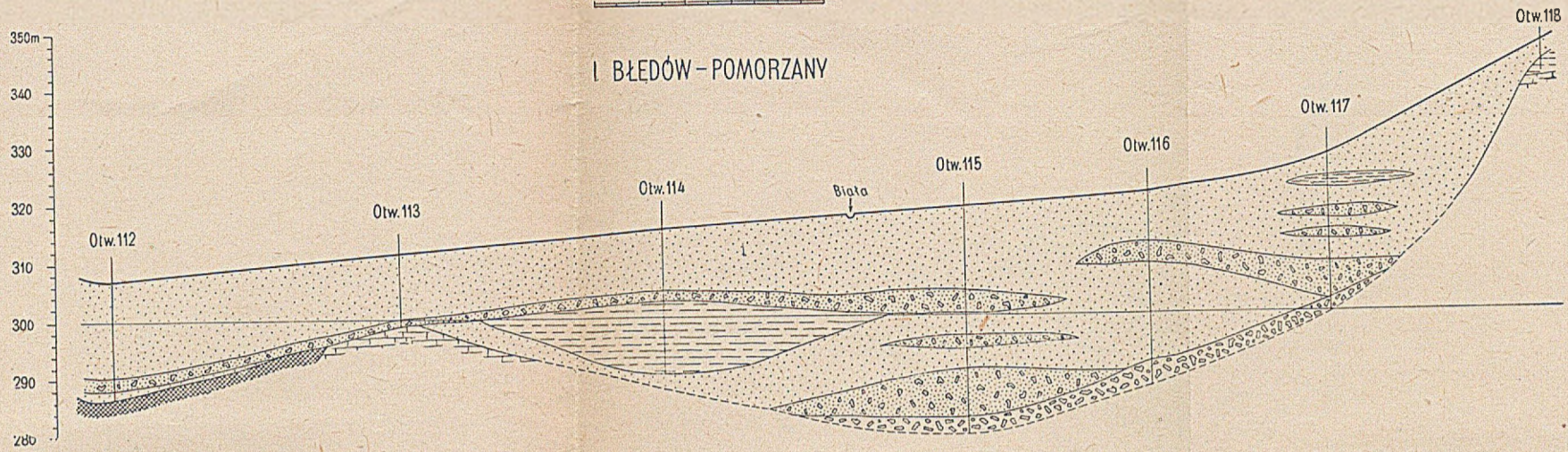
Fig. 2



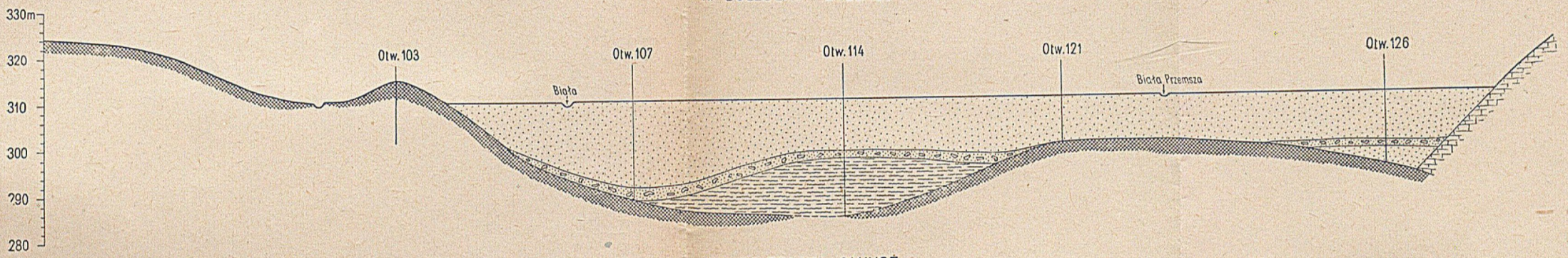
SZCZEGÓŁOWE PRZEKROJE GEOLOGICZNE NA LINII:



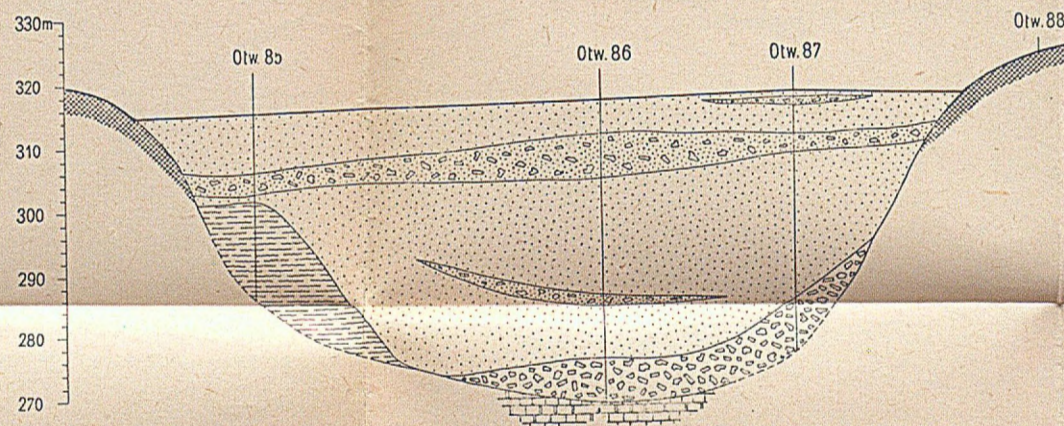
I. BŁĘDÓW - POMORZANY



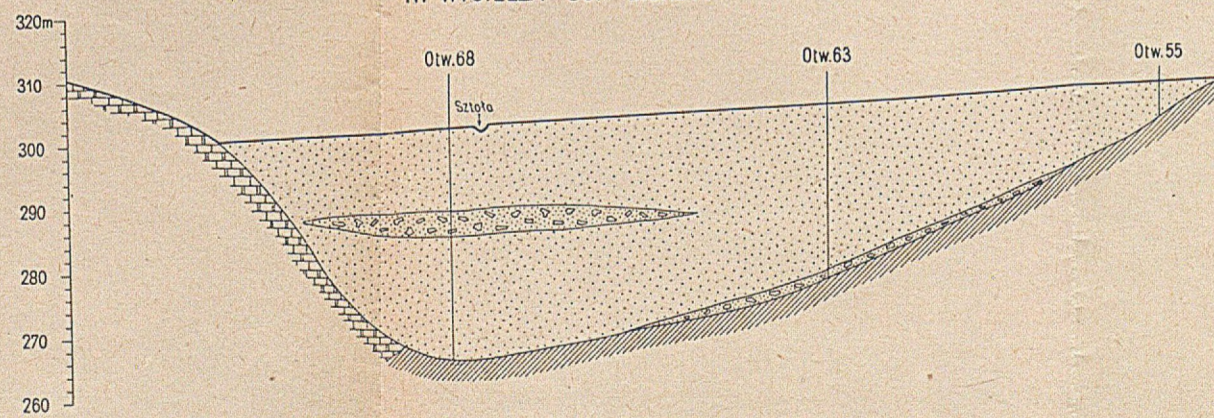
II. BOLESŁAW - CHECHŁO



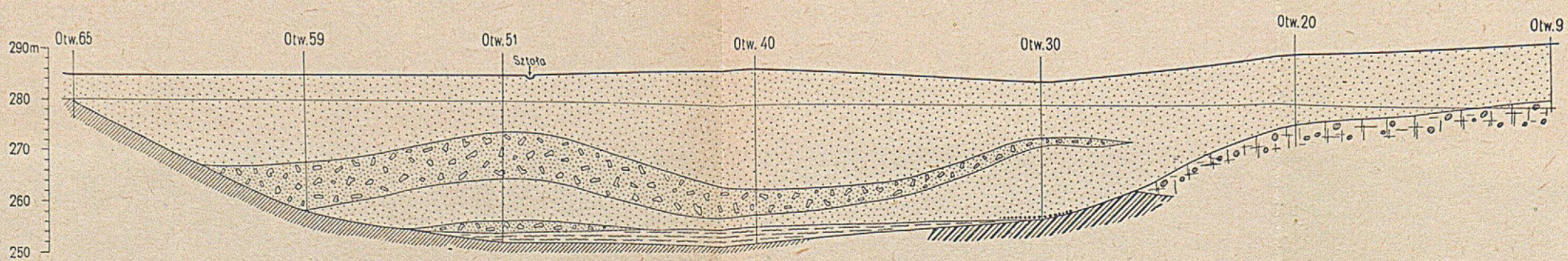
III. BOLESŁAW - OLKUSZ



IV. WYGIEŁZA - BÓR BISKUPI

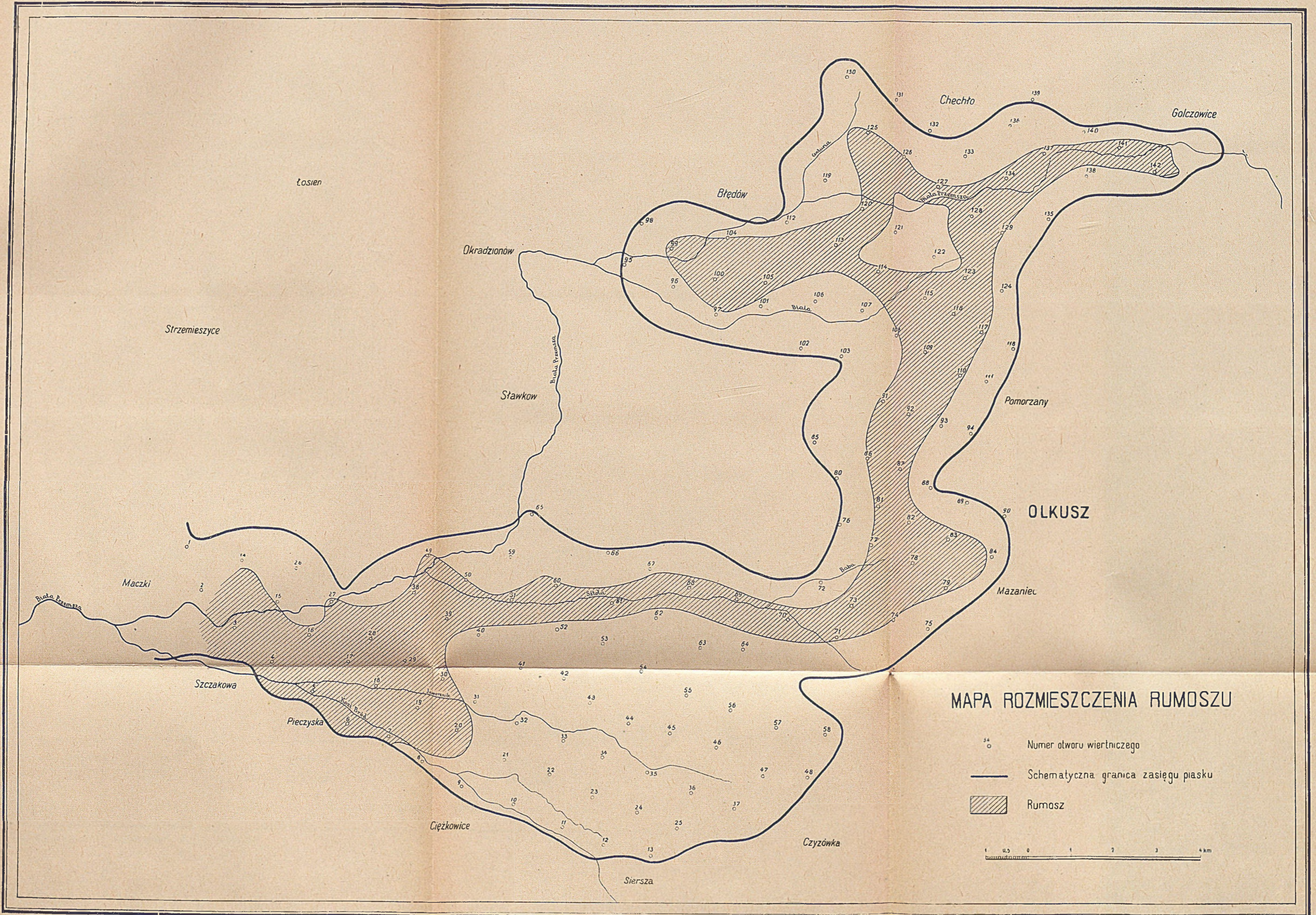


V. SŁAWKÓW - CIĘŻKOWICE



- |                  |  |                    |                 |
|------------------|--|--------------------|-----------------|
| CZWARTO-<br>RZĘD |  | Piaski             |                 |
|                  |  | Piaski z rumoszem  |                 |
|                  |  | Iły                |                 |
|                  |  | Mułki              |                 |
|                  |  | Rumosz             |                 |
|                  |  | Żwir               |                 |
|                  |  | Morena denna       |                 |
| JURA             |  | Wapenie skaliste   |                 |
| TRIAS            |  | Iły pstre          | KAJPER          |
|                  |  | Wapenie i dolomity | WAPIEN MUSZLOWY |
| PERM             |  | Iły czerwone       |                 |
| KARBON           |  | Iły                |                 |



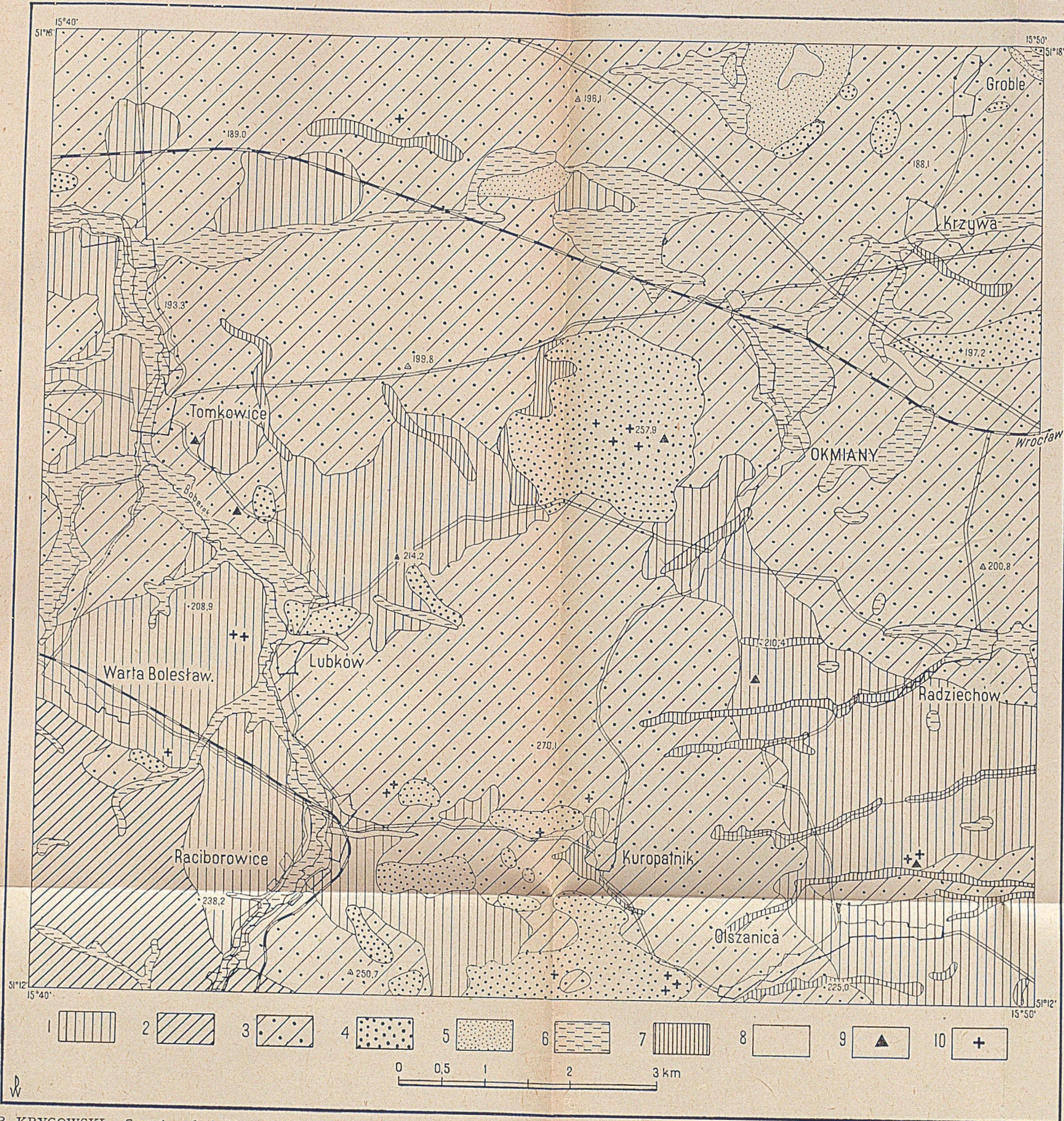


### MAPA ROZMIESZCZENIA RUMOSZU

- Numer otworu wiertniczego
- Schematyczna granica zasięgu piasku
- ▨ Rumosz













BIBLIOTEKA GŁÓWNA  
Politechniki Śląskiej

P

1214/52