



P167/39

ROCZNIK

POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

TOM XV.

ZA ROK 1939.

ANNALES

DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

TOME XV.

ANNÉE 1939.

Wydano z zasiłku Funduszu Kultury Narodowej  
i Wydziału Nauki Ministerstwa Oświaty.

KRAKÓW 1939

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE (ZAKŁAD GEOLOGII U. J.), ULICA ŚW. ANNY 6.  
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE, CRACOVIE, 6 RUE ST. ANNA

*Redaktor: Prof. Dr Jan Nowak  
Kraków, Św. Anny 6.*

*Autorzy są odpowiedzialni za treść swych artykułów. — Les autres assument  
eux-mêmes la responsabilité de la teneur de leurs travaux.*

*Polskie Towarzystwo Geologiczne  
Société Géologique de Pologne*

**ROCZNIK**  
**POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO**

**TOM XV.**  
**ZA ROK 1939.**

**ANNALES**  
**DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE**  
**TOME XV.**  
**ANNÉE 1939.**

**Wydano z zasiłku Funduszu Kultury Narodowej  
i Wydziału Nauki Ministerstwa Oświaty.**

**KRAKÓW 1939**

**POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE (ZAKŁAD GEOLOGII U. J.) ULICA ŚW. ANNY 6.  
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE, CRACOVIE, 6 RUE ST. ANNA**



P. 167139

*Redaktor: Prof. Dr Jan Nowak  
Kraków, Św. Anny 6.*

*Autorzy są odpowiedzialni za treść swych artykułów. — Les autres assument eux-mêmes la responsabilité de la teneur de leurs travaux.*

*Polskie Towarzystwo Geologiczne  
Société Géologique de Pologne*

## SPIS TREŚCI.

### Table de matières.

O. Wyszyński, H. Teisseyre, J. Obtułowicz: Zdjęcie geologiczne przedgórza Karpat na arkuszu Kuty . . . . .	1
— <i>Le levé géologique de l'avant-pays des Karpatés sur la feuille de Kuty</i> . . . . .	14
H. Teisseyre: Wyniki poszukiwań geologiczno naftowych w okolicy Czerchawy i Spryni . . . . .	29
— <i>Résultats des recherches géologiques du pétrole aux environs de Czerchawa et de Sprynia (feuille de Sary Sambor)</i> . . . . .	35
Andrzej Bolewski: Zagadnienie „kalifikacji“ krakowskich skał magmowych . . . . .	42
— <i>Das Problem der „Kalifikation“ der Krakauer Magmagesteine</i> . . . . .	76
B. Halicki: Materiały do znajomości budowy podłoża Polski północno-wschodniej . . . . .	86
— <i>Matériaux pour la connaissance de la structure géologique de la partie NE de la Pologne</i> . . . . .	118



**O. Wyszyński, H. Teisseyre, J. Obtulowicz**  
Oddział Geologiczny S. A. „Pionier”, Lwów

## Zdjęcie geologiczne przedgórze Karpat na arkuszu Kutu\*

*Le levé géologique de l'avant-pays des Carpates sur la feuille de Kutu*  
(Z 1 mapą — avec 1 carte)

Szczegółowe badania geologiczne, przedsięwzięte przez S. A. »Pionier« na obszarach przedgórze Karpat, objęły również południową część Pokucia<sup>1</sup>. Dotychczasowe wiadomości o stosunkach geologicznych tego obszaru były niedostateczne dla racjonalnego poszukiwania węglowodorów, wymagając licznych uzupełnień, a nade wszystko szczegółowego zdjęcia terenowego w odpowiedniej podziałce.

Zdjęcia geologiczne na obszarze pokuckim przeprowadzono w latach 1931 i 1934. Publikacja niniejsza ma na celu podanie rezultatów tej części poszukiwań, które dotyczą arkusza Kutu. Najważniejszą częścią publikacji jest załączona mapa, która nie jest opracowana w sposób jednolity i będzie wymagała w przyszłości pewnych uzupełnień i poprawek jeśli chodzi o szczegóły, zwłaszcza te, które nie łączą się bezpośrednio z praktycznymi zadaniami.

---

\* Komunikat „Pioniera“ Ski Akc. dla poszukiwania i wydobywania minerałów bitumicznych.

<sup>1</sup> O. Wyszyński: Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych na arkuszu Kutu 1931. Arch. S. A. »Pionier«.

J. Obtulowicz, H. Teisseyre, O. Wyszyński: Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych Oddziału S. A. »Pioniers«, wykonanych w lecie 1931 r. na obszarze wschodniego przedgórze Karpat między Bystrzycą Solotwińską a Prutem. Arch. S. A. »Pionier«.

J. Obtulowicz i H. Teisseyre: Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych wykonanych w r. 1934 na obszarze przedgórze pokuckiego. Arch. S. A. »Pionier«.

Mimo tych braków Dyrekcja S. A. »Pionier« zdecydowała się mapę tę opublikować, biorąc pod uwagę wielką ilość nowego materiału obserwacyjnego, mającego przede wszystkim znaczenie praktyczne.

### Ogólna charakterystyka morfologiczna terenu

Przedgórze arkusza Kuty, to kraina lekko falista, opierająca się od południowego zachodu o łańcuch karpacki, a ograniczona od północy rozległą doliną Prutu. Wysokości bezwzględne i względne wzgórz i grzbietów rosną stopniowo od NE ku SW. Najwyższe wyniosłości obserwujemy między Pistyniem a Kosowem na obszarze żwirów i zlepieńców tortońskiej delty pra-Pistynki (koty 548 i 576 m).

Karpackie, prawoboczne dopływy Prutu rozcinają omawiany obszar poprzecznymi dolinami, które skierowują się od SW ku N względnie ku NE. Są tu to Czeremosz, Rybnica, Pistynka i Łuczka. Liczne odsłonki utworów mioceńskich ukazują się na podciętych zboczach dolin, w głowach debr źródłowych oraz we wrzynkach dróg, pod pokrywą glin i zwietrzeliny zboczowej. Grubość glin jest zmienna i szczególnie wielka na płaskich wierzchoinach. Powiększa się przy tym od południa ku północy. Stoki wzgórz pełne są osuwisk i podmokłych złazisk, które zajmują niejednokrotnie znaczne przestrzenie.

Na zboczach głównych dolin napotykaemy często terasy erozyjno-akumulacyjne. Stare żwirowiska rzeczne dostrzegamy również na niektórych wierzchoinach.

### I. Stratygrafia

Z załączonej mapy wynika, że na obszarze przedgórza arkusza Kuty występują dwie strefy, które różnią się zasadniczo pod względem geologicznym. Są to: 1) strefa synklinorialna przypodolska, wypełniona płasko zalegającym tortonem i 2) strefa antyklinorialna, przykarpacka, zbudowana z różnych utworów mioceńskich, wykazujących intensywne sfałdowanie (synklinorium i antyklinorium podkarpackie).

1) Synklinorium podkarpackie obejmuje środkową i wschodnią część zdjęcia, powierzchniowo dominując nad obszarem zajęтым przez strefę antyklinorialną. Dzięki płaskiemu ułożeniu warstw w obrębie strefy synklinorialnej, na powierzchni



odślania się jedynie najgórniejsza część pokrywy osadowej. Głębokie wiercenie prowadzone przez S. A. »Pionier« w Wierzbowcu na północ od Kosowa (otwór »Hucuł 1«), ma zatem pierwszorzędne znaczenie nie tylko praktyczne, ale i teoretyczne, rzucając nieco światła na budowę wgłębnej części tej strefy i charakter skał ukrytych w podłożu.

Wiercenie »Hucuł 1« przebijało utwory o charakterze molasowym do głębokości 1361 m.

W spągu molasy napotkano na formację solną z pokładami anhydrytów i soli kamiennej. Poniżej 1421 m przewiercono skałę pelityczną, krzemionkową, wyraźnie warstwowaną, złożoną ze smug o zabarwieniu szarym, oliwkowym, seledynowym i prawie białym. W głębokości 1446 m pojawiła się wśród tego osadu pierwsza wkładka białych, zbitych wapieni. Niżej przewiercono białe, szare i kremowe wapienie przegradzane warstewkami wyżej wspomnianej skały. Do głębokości 1550 m serii powyższej nie przebito (wiercenie dalsze w toku).

W okresie osadzania się molasy synklinorium podkarpackie zagłębiało się stopniowo, o czym świadczy wielka miąższość tych utworów deltowych. Utwory wspomniane powstawały w wodzie płytkiej, słonej i na pół wysłodzonej, rzadziej słodkiej, przy ujściach rzek i potoków karpackich.

Największą masę utworów deltowych pozostawiła pra-Pistynka, która była w tortonie rzeką bez porównania większą niż obecnie, o czym świadczy między innymi wielkość otoczaków jej delty. W okolicach Pistynia otoczaki te wykazują niejednokrotnie ponad 0,5 m średnicy.

Potężna delta pra-Pistynki wyklinia się stopniowo ku północnemu wschodowi, przy czym miejsce żwirów zajmują piaski, a następnie ły.

Niektóre ławice żwirowe można śledzić jednakże na bardzo znacznych przestrzeniach, prawie aż po dolinę Prutu. Zjawisko to można tłumaczyć szybkim narastaniem delty w pewnych okresach, lub sporadycznym podnoszeniem się dna morskiego i przesuwaniami linii brzegowej oraz czoła delty ku NE.

W skład utworów molasowych południowego Pokucia wchodzi następujące osady: 1) żwiry luźne i zlepieńce, 2) piaski i piaskowce wapniste i 3) ły, często margliste lub piaszczyste.

Żwiry i zlepieńce występujące przede wszystkim w delcie pra-Pistynki, tworzą ławice do kilkudziesięciu metrów grube

i składają się niemal wyłącznie z otoczków skał karpackich. Piaski są drobno- i gruboziarniste mikowe i wykazują zabarwienie żółte, brunatne lub szare w różnym odcieniu. Piaski ilaste przybierają najczęściej zabarwienie szarozielone. Wśród osadów omawianych występują często wkładki i soczewki żwirów karpackich lub pojedyncze otoczaki. Owalne bryły ilów tortońskich różnej wielkości nie należą również do rzadkości. Świadczą one o oscylacjach poziomu morza i niszczeniu przez fale świeżych osadów morskich w okresach negatywnego ruchu zwierciadła wody. Niektóre ławice piasków są scementowane spoiwem marglistym lub wapiennym, tworząc piaskowce o różnej odporności na wietrzenie. Rozmieszczenie spoiwa wapiennego jest często bardzo nierówne. Dzięki temu obserwujemy w niektórych ławicach buły i nieregularne płyty piaskowca wapnistego mniej lub więcej związłego. Osady piaszczyste tworzą warstwy różnej grubości, przy czym pokłady kilkudziesięciometrowe nie należą do zjawisk rzadkich. Przekątne warstwowanie, zwęglony detritus roślinny, okruchy pni drzewnych i szczątki liści występują często w towarzystwie nasakorupień limonitowych i drobnych skupień pirytu.

Pokłady iłu stanowią trzeci składnik litologiczny molasy pokuckiej. Są one mikowe, mniej lub więcej piaszczyste i najczęściej burzą z kwasem solnym. Barwa iłów jest szara z odcieniem sinym, zielonym lub oliwkowym. Wkładki brunatne lub prawie czarne są rzadkie. Iły omawiane są dobrze warstwowane, a częstokroć wykazują cieniutkie smugowanie, spowodowane zmienną zawartością substancji organicznej. Warstewki od jednego do kilkudziesięciu cm grube przegradzają milimetrowe smugi pyłkowego piasku z mika.

Iły pokuckie zawierają drobne skupienia pirytu, zwęgloną sieczkę roślinną, okruchy zwęglonych pni drzewnych i szczątki liści. T. Wiśniowski zebrał i opisał kolekcję liści z Myszyna, które należą do około 60 różnych form (7).

Zjawiskiem występującym często wśród iłów i piasków pokuckich są warstwy i soczewki węgla brunatnego. Miąższość ich waha najczęściej od kilku do 100 cm, przy czym jedna i ta sama warstwa występować może na znacznej przestrzeni, umożliwiając uchwycenie szczegółów ułożenia warstw, w profilach kilku kilometrów długości.

Węgiel brunatny Pokucia jest od wielu lat przedmiotem poszukiwań górniczych i eksploatacji tam, gdzie jego wychodnie

znajdują się na powierzchni lub leżą niezbyt głęboko. Węgiel eksploatowano dotychczas w Myszynie, Dżurowie, Nowosielicy, Rożnowie i Trościańcu. Kopalnie węgla zarówno obecne, jak i dawne, zaznaczono na załączonej mapie, wrysowano również położenie ważniejszych szybków i wierceń poszukiwawczych (obacz 7).

Płytkie wiercenia poszukiwawcze »Pioniera« udowodniły, że rozprzestrzenienie kilkudziesięciocentymetrowych wkładek węgla brunatnego jest znacznie większe, niżby to wynikało z dotychczasowych prac górniczo-poszukiwawczych. Napotkano go w otworze świdrowym w Rożnowie na głębokości 17,2—17,6 m w odległości kilku km na SW od kopalń w Nowosielicy.

Szyby w Wierzbowcu, Starym Kosowie i w Kobakach przecięły wkładki węgla brunatnego w głębokościach 30—150 m (obacz 8).

Pokłady węgla brunatnego po kilkadziesiąt centymetrów miąższości liczące, zalegają niejednokrotnie bardzo regularnie na znacznych przestrzeniach. Można je uważać za utwory autochtoniczne. Do tego typu osadów należy niewątpliwie główny poziom węgla z Dżurowa, Nowosielicy, Rożnowa i Trościańca, zalegający w spągu warstewki margla przepelnionego zatoczkami (*Planorbis*).

W okresie tworzenia się omawianego poziomu węglowego obszar pokucki wznosił się nieco ponad poziom ówczesnego morza. Obszar ten pokrywały bagna i lasy. Później pewne obniżenie się terenu spowodowało zalanie okolic omawianych przez stojące wody słodkie, w których osadziły się margle zatoczkowe od kilku do 30 cm miążsne.

T. Wiśniowski opisał z tych margli następujące formy: *Planorbis laevis* Kl. D., *Pl. sansaniensis* Noul., *Pl. declivis* A. Br. D., *Pl. cornu* Brogn. var. *solidus* Thomae D.

Następne obniżenie się terenu spowodowało wkroczenie wody morskiej, która pozostawiła siwe ily z obfitą fauną ślimaków i małży, złożoną w Dżurowie i Nowosielicy przede wszystkim z następujących form: *Potamides Schaueri* Hilb., *Potamides mitralis* Eichw., *Neritina picta* Fér., *Terebralia bidentata* Defr., *Tellina an. ventricosa* de Serves., *Congeria Sandbergeri* Andr., *Hydrobia* cf. *Frauenfeldi* Hoern., *Nassa obliqua* Hilb., *Limnocardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* Łomn., *Pectunculus pilosus* L., *Ostrea digitalina* Dub., *Thracia ventricosa* Phil., *Modiola Hoernesi* Reus. Z otwornic masowo występuje *Rotalia Beccari*.

Ponad tym kilkudziesięciometrowym pokładem z fauną morską zalegają piaski, ropy i żwiry pozbawione w zupełności mięczaków morskich i otwornic. Fauna tych osadów składa się wyłącznie z form lądowych i słodkowodnych.

Występują tu formy następujące: *Helix*, *Cyclostoma*, *Planorbis*, *Pupa* i *Clausilia*.

Jest to fauna niewątpliwie allochtoniczna. Przyniosły ją wody rzeczne z głębi Karpat i osadziły w obrębie utworów deltowych częściowo ponad powierzchnią ówczesnego morza.

Kompleks osadów ze ślimakami lądowymi i słodkowodnymi zalega na powierzchni, między miejscowościami Rożnów—Ispas, Kobaki, Kosów, Pistyń.

Naprzemianległość faun morskich słodkowodnych i lądowych, oraz mieszanych jest charakterystyczną cechą facjesu molasowego i występuje bardzo wyraźnie w zbadanej części przedgórza pokuckiego.

Częste zazębianie się faun morskich i lądowych stwierdzono nie tylko w odsłonkach, ale i w wierceniach poszukiwawczych, przeprowadzonych przez S. A. »Pionier«, a przede wszystkim w głębokim wierceni »Hucuł I«. Spośród innych wkładek, które występują w molasie pokuckiej, wymienić należy białe tufity, które obserwowano w Pistyniu i w Mykietyńcach. Występują one w warstwach kilkadziesiąt centymetrów grubych, różniąc się na ogół wyraźnie od utworów zalegających w stropie i w spągu. Wkładkę tufitów pistyńskich widział i opisał pierwszy J. Czarnocki (2).

Zdawna już jest rzeczą wiadomą, że utwory molasowe Pokucia należą do tortonu. Świadczą o tym niezliczone fauny małży i ślimaków, opisywane z tego obszaru wielokrotnie. Ostatnio zostały zebrane liczne zespoły faunistyczne w czasie prac terenowych Oddziału geologicznego S. A. »Pionier« (1934), oraz z wierceń poszukiwawczych. Zespoły te oznaczył prof. W. Friedberg, przy czym część opracowanego materiału doczekała się już specjalnej publikacji (5).

Ze zbiorów pokuckich S. A. »Pionier« prof. Friedberg oznaczył formy następujące:

*Potamides Schaueri* Hilb., *Potamides Schaueri* Hilb. var. *Eichwaldi* Hilb., *Potamides pictus* Bast., *Potamides pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw., *Terebralia bidentata* Defr., *Turritella* sp. *Neritina picta* Fér., *Oxystele orientalis* Cossm., *Hydrobia Frauenfeldi* Hoern., *Hv-*

*drobia punctum* Hilb., *Hydrobia immutata* Frauenf., *Cassis miolevigata* Sacco., *Nassa coarctata* Eichw., *Nassa Rosthorni* Partsch., *Nassa* cf. *Dujardini* Desh., *Nassa obliqua* Hilb., *Alaba costellata* Grat., *Nodulus* aff. *contorus*, *Bullinella elongata* Eichw., *Spirialis* cf. *valvatina* Reuss., *Spirialis* sp., *Dentalium novem costatum* Łom., *Ostrea digitalina* Dub., *Arca diluvii* Łom., *Arca turoniensis* Duj., *Corbula gibba* Olivi, *Limnocardiun plicatum* Eichw. var. *plicatella* Łomn., *Congeria Sandbergeri* Andrz., *Pectunculus pilosus* L., *Corbula carinata* Duj., *Glycimeris Menardi* Desh. var. *Rudolphi* Eichw., *Cardium praeechinatum* Hilb., *Tellina* an. *ventricosa* Serres, *Tellina* sp. *Miltha incrassata* Dub., *Lutraria* cf. *Lutraria* L., *Solen* sp. *novae Solenocurtus antiquatus* Pult., *Tellina* an. *donacina* L., *Phacoides borealis* L., *Donax* an. *intermedia* Hoern., *Divaricella ornata* Ag., *Mactra* sp. *Meretrix italica* Defr., *Ervilia pusilla* Phil., *Anomia* cf. *striata*, *Circe* cf. *minima* Mont., *Chlamys* cf. *seniense* Łom., *Pecten Besseri* Andrz.

Na podstawie powyższej fauny zaliczył prof. Friedberg utwory molasowe Pokucia do tortonu dolnego (5).

Innego zdania jest J. Czarnocki, który poświęcił ostatnio kilka prac stratygrafii młodszego miocenu Polski (2, 3, 4). Autor ten uważa ility, piaski i zlepieńce pokuckie za torton górny, czyli tzw. prasarmat.

2) Antyklinorium podkarpackie. Najwyższy poziom tej jednostki tworzą ility solne, znane przede wszystkim z okolic Kosowa, a określone przez B. Bujalskiego jako górne ility solne (1). W dolinie Rybnicy ility te łączą się przejściem stratygraficznym z wyżejległymi piaskami i ility pokuckimi. Dalej ku NW formacje te zdaje się rozgraniczać kontakt anormalny. W obrębie fałdów antyklinorium podkarpackiego ility solne górne występują w synklinach.

Opisana seria przechodzi ku dołowi w kilkuset metrowej grubości kompleks pstrych margli i łupków, które za Tołwińskim możnaby wydzielić jako warstwy stebnickie. Warstwy stebnickie zbadanej okolicy zawierają wkładki szarych mikowych i marglistych piaskowców, przeważnie drobnoziarnistych. W pobliżu smug formacji solnej dostrzegamy często żyły włóknistego gipsu.

Spąg warstw stebnickich tworzą warstwy dobrotowskie, występujące na ogół w tym samym wykształceniu co w klasycznym przekroju Prutu między Delatynem a Dobrotowem. Dolną ich część reprezentują szare mikowe, drobnoziarniste piaskowce, prze-

gradzane szarymi marglistymi iło-łupkami. W części górnej dominują natomiast ilaste margle popielate i szare margliste łupki.

3) Utwory czwartorzędowe. Wśród utworów czwartorzędowych zbadanego obszaru wyróżnić należy przede wszystkim gliny, które zawierają tu i ówdzie faunę ślimaków, charakterystyczną dla loessu. Również ważne są zwirowiska rzeczne rozrzucone na starych poziomach erozyjnych, wznoszących się do 120 m ponad dna dzisiejszych dolin. Na dnach dolin występują wyraźnie terasy do 20 m wysokie. Wyżej na zboczach dolin i na niskich działach wodnych dostrzegamy rozległe płaszczyzny terasy 35—45-metrowej. Starsze poziomy erozyjno-akumulacyjne zachowały się jedynie w drobnych fragmentach. Żwiry tych poziomów nie zawsze można odróżnić od otoczków tortońskiego podłoża, bowiem ich skład, wielkość, a często i stopień otoczenia bywają takie same. Wiek teras nie da się dokładniej ustalić wobec braku jakichkolwiek danych paleontologicznych. Prawdopodobnie poziomy wyższe od terasy 35—45 m należą już do pliocenu.

Jako osobny utwór czwartorzędowy wydzielono masy osuwiskowe, złożone ze żwirów terasowych, glin pleistocenijskich oraz wyruszonych z miejsca utworów tortońskich. Osuwiska występują przede wszystkim na stromszych podciętych zboczach asymetrycznych dolin, w okolicach szczególnie bogatych w osady ilaste. Największe przestrzenie zajmują one na prawym podciętych zboczach doliny Prutu.

Holocen południowego Pokucia reprezentują przede wszystkim napływy rzek i potoków, ułożone w dwie grupy teras. Są to terasy zalewowe tworzące się jeszcze dziś i terasy rędzinne, zajęte przez osiedla i pola uprawne. Terasy rędzinne wznoszą się dwa do pięciu metrów ponad łóżyska wód płynących. Pokrywają je gliny piaszczyste, zmieszane z pojedynczymi otoczakami. W napływach omawianych teras dostrzegamy częstokroć szczątki flory, a przede wszystkim okruchy pni drzewnych. Do holocenu zaliczyć wypada również stożki napływowe potoków bocznych i debr źródłowych nasypane na akumulację den dolinnych.

## II. Tektonika

W opisie stratygraficznym zaznaczono, że obszar zbadany dzieli się na dwie różne jednostki geologiczne (antyklinorium i synklinorium podkarpackie). Jednostki te różnią się jednakże

nie tylko pod względem stratygraficznym. Ich tektonika, stanowisko i znaczenie w orogenezie karpackiej są odmienne. Synklinorium podkarpackie wypełnione tortonem dzieli obszar silnie zaburzony ruchem fałdowym od sztywnych mas płyty podolskiej. Antyklinorium podkarpackie zostało objęte wspomnianym ruchem w młodszym miocenie, amortyzując gwałtowny nacisk posuwających się od południa sił fliszowych.

1) Synklinorium podkarpackie. Osady tortońskie, wypełniające synklinorium podkarpackie leżą niemal poziomo, wyjąwszy jedynie strefę brzeżną południowo-zachodnią, przytykającą bezpośrednio do fałdów antyklinorialnych. W strefie tej warstwy zapadają stromo ku NE, stoją pionowo lub uległszy przewaleniui nachylają się stromo ku SW. Szerokość strefy silnie spiętrzonego tortonu ulega znacznym wahaniom dochodząc w przekroju Pistynki do trzech kilometrów. Warstwy silnie spiętrzone przechodzą ku północnemu wschodowi w warstwy łagodnie nachylone (obszar między Kosowem a Kutami, nachylenie 10—30°), lub prawie poziome (przekrój Pistynki i Łuczki). Idąc jeszcze dalej w kierunku północno-wschodnim, napotykamy oś płaskiej synkliny, która biegnie równolegle do zewnętrznego brzegu antyklinorium podkarpackiego przez następujące miejscowości: Czerhanówkę, Stary Kosów, południową część Wierzbowca, północną część Pistynia, Kowalówkę i Myszyn (synklina Myszyn—Czerhanówka). Synklina ta rozpląszcza się stopniowo i zanika od SE ku NW. Od północnego wschodu ogranicza ją wyraźnie wypiętrzenie, którego oś ciągnie się od Mykietyniec przez Chomczyń, Wierzbowiec, Stary Kosów i Kobaki (wypiętrzenie Mykietyńce—Kobaki). Wypiętrzenie omawiane jest wybitnie asymetryczne. Jego skrzydło NE leży niemal zupełnie poziomo, natomiast skrzydło SW wykazuje zapady od 5 do 30°. Spiętrzenie Mykietyńce—Kobaki zaznacza się szczególnie wyraźnie między Chomczyniem a doliną Czeremosza. Zapad warstw na jego SW skrzydle dochodzi w tej okolicy do 30°. Nachylenie skrzydła NE widoczne dobrze w dużej odśłonce nad Rybnicą waha się od 3 do 5°. Na zachodnim krańcu Wierzbowca wypiętrzenie omawiane obniża się i rozpląszcza dość nagle. W okolicy tej obserwujemy biegi warstw NE—SW lub N—S z zapadem 5—25° zwróconym ku NW względnie W.

Wypiętrzenie Mykietyńce—Kobaki przedłuża się na obszar Bukowiny, co wynika z literatury rumuńskiej (6).

Obszar położony ku NE od osi opisanego spiętrzenia cechuje niemal zupełnie płaskie zaleganie warstw. Wyraźne deniwelacje pierwotnego uławicenia powodują lokalne uskoki, znane z obszaru kopalnianego w Dżurowie i Nowosielicy (7).

Główny pokład węgla przykryty warstwą marglu zatoczko-  
wego i łem z *Potamides Schaueri* leży w Nowosielicy na SE zboczach koty 329 m w poziomie 285 m n. p. m. Na północ od tej koty ten sam poziom węglowy eksploatuje się na wysokości 265 m n. p. m. w pokładach zapadających pod kątem około  $5^{\circ}$  ku NE. W Dżurowie nad Rybnicą konstatujemy dalsze obniżenie się tej warstwy do poziomu 235 m n. p. m. (szyb »Helena«). Dalej ku NE główny poziom węglowy podnosi się nieznacznie i wychodzi w powietrze wzdłuż uskoku, który zaznacza się dobrze przy ujściu potoku spływającego ze wzgórza Skapulenka ku wschodowi. Obserwujemy go w sztolni poszukiwawczej, wykonanej na prawym brzegu wspomnianego potoku, około 900 m powyżej ujścia do Rybnicy. Kilkudziesięciometrowa ławica piasku obrywa się wzdłuż gładkiej powierzchni uskoku, zapadającej pod kątem  $65^{\circ}$  ku SW. Przypierają do niej od południa szare ily z soczewkami lignitu z zapadem  $8-12^{\circ}$  ku SW zwróconym. Analogiczne nachylenie i kierunek warstw węglonośnych stwierdzono w kopalni położonej około 500 m ku zachodowi od opisanego sztolni. Kopalnia ta leży na zapadłym skrzydle tego samego uskoku. Brak odpowiednich obserwacji nie pozwolił na oszacowanie amplitudy opisanego dyslokacji, należy jednakże przyjąć, że amplituda ta jest dość znaczna i wynosi kilkadziesiąt metrów. Inny uskok przebiegający nieco skośnie do pierwszego zaznacza się w łożysku najdolniejszej części potoku, spływającego ku wschodowi spod Skapulenki. Po prawej stronie łożyska obserwujemy tu potężne ławice piaskowca i piasku, po lewej zaś wznoszą się ścianki iłolupków do 5 m wysokie i dopiero powyżej odsłaniają się piaski i piaskowce.

Z mapy załączonej wynika, że pokłady piasków i żwiru zanikają dość nagle ku NE wzdłuż linii przebiegającej przez Trójcę, Ilinice i południową część Dżurowa. Być może, zjawisko to pozostaje również w związku z uskokami. Czy przypuszczenie powyższe jest słuszne mogłyby rozstrzygnąć jedynie szczegółowe poszukiwania, poparte licznymi szybikami.

Również tylko szybiki poszukiwawcze mogłyby wyjaśnić strukturę profilu podłużnego Dżurów—Trościaniec. W profilu



tym obserwujemy stosunkowo duże deniwelacje głównego poziomu węglowego, wraz z nadległym pokładem marglu zatoczkowego, przykrytym ilami z *Potamides Schaueri*. Główny poziom węglowy odbudowują kopalnie w Trościańcu na wysokości 325 m. Jak już wspomniano, ten sam poziom występuje w Dżurowie nad Rybnicą o 90 m niżej na wysokości 235 m.

2) Antyklinorium podkarpackie. Nazwę antyklinorium podkarpackiego (antyklinorium Podkarpacia) wprowadził do literatury B. Bujalski. Pod to pojęcie podciągnął on szereg fałdów i łusek, jego zdaniem autochtonicznych, zawartych między nasunięciami skib karpackich, a płasko ułożonym tortonem strefy podkarpackiej synklinorialnej — przypodolskiej (synklinalna strefa zewnętrzna) (obacz 1).

Strefę antyklinorialną Podkarpacia ujmowano poprzednio na ogół jako skomplikowane nasunięcie płaszczowinowe, rozbite na szereg łusek lub dygitacji. Najważniejszą i najlepiej opracowaną jest koncepcja płaszczowinowa B. Świderskiego, którego prace kartograficzne na Pokuciu obejmują całą przykarpacką część terenu omawianego w pracy niniejszej (obacz 6).

Wedle obserwacji autorów północna granica antyklinorium podkarpackiego między Kutami a Pistyniem, nie ma jeszcze charakteru nasunięcia płaszczowinowego. Na odcinku tym antyklinorium podkarpackie i synklinorium łączą się ze sobą nierozdzielnie przy tworzeniu się tu i ówdzie jedynie lokalnych kontaktów anormalnych.

Ku północnemu zachodowi od przekroju Pistynki w miarę obniżania się gmachu Karpat i Przedgórze, antyklinorium pochyla nasuwać się na swe przedpole, przy czym amplituda nasunięcia rośnie w kierunku maksimum depresji pod Przemyślem. Na razie brak jest odpowiednich danych, aby rozstrzygnąć, czy mamy tu do czynienia z małymi nasunięciami łusek czołowych o amplitudzie do kilku kilometrów, czy też z dużym nasunięciem typu płaszczowinowego.

Powracając po tych uwagach ogólnych na obszar zbadany, należy zaznaczyć, że szerokość antyklinorium podkarpackiego ulega na Pokuciu bardzo dużym wahaniom, w zależności od ondulacji podłużnej osi Karpat. W maksimum elewacji pokuckiej na odcinku między Czeremoszem a Pistynką szerokość omawianej strefy nie przekracza dwu kilometrów, redukując się często do wymiarów znacznie mniejszych. Jest to wydzwignięta na po-

wierzchnię i silnie sprasowana strefa korzeniowa fałdów i łusek antyklinorialnych.

Na zachód od przekroju Pistynki, dzięki obniżaniu się budowy geologicznej, występuje na powierzchni wierzchnia, płasko na dużej przestrzeni nasunięta część antyklinorium, która na elewacji pokuckiej wypada już w powietrzu. Występowanie tej płasko nasuniętej a stromo sfałdowanej części wierzchniej, powoduje w poprzecznym obniżeniu rozszerzanie się strefy antyklinorialnej. Najsilniejsze jej rozszerzanie się ku zachodowi przypada na poprzeczną fleksurę Kosmacz—Kołomyja (obacz 6).

W strefie elewacji pokuckiej wąska strefa korzeniowa jednostki antyklinorialnej składa się z górnej formacji solnej na obwodzie i smugi warstw stebnickich po stronie wewnętrznej. Na smugę tę obalają się od południa warstwy dobrotowskie, gniazda zlepieńca słobódzkiego, lub łupki menilitowe fliszu pokuckiego.

Na zachód od przekroju Pistynki, w miarę rozszerzania się omawianej strefy ukazuje się na niej stopniowo coraz więcej fałdów. Między profilem Łuczki płynącej przez Jabłonów a doliną Prutu można wyróżnić następujące elementy:

- 1) Antyklinę słobódzką,
- 2) Synklinę Mołodiatyn—Jabłonów,
- 3) Antyklinę Sadszawka—Stopczatów (spiętrzenie czołowe).

Antyklina słobódzka nie wchodziła w zakres omawianych zdjęć terenowych. Uwzględniono jedynie jej skrzydło północno-wschodnie. W obrębie arkusza Kuty skrzydło to jest przechylone ku NE. W związku z tym warstwy dobrotowskie i stebnickie, otulające element słobódzki od północnego-wschodu zapadają stromo ku SW.

Synklina Mołodiatyn—Jabłonów stanowi środkową część antyklinorium podkarpackiego na arkuszu Kuty. W jej jądrze wtórnie sfaldowanym ukazują się ily solonośne, stowarzyszone z szarymi łupkami marglistymi i piaskowcami o typie dobrotowskim.

Wspomniane ily solne wydzielił B. Świdorski jako okna tektoniczne autochtonu, ukazujące się spod pokrywy płaszczowiny słobódzkiej. Biorąc pod uwagę szczegółowe obserwacje terenowe uznano je wraz z szarymi warstwami pseudodobrotowskimi za ekwiwalent górnej formacji solnej B. Bujalskiego.

Antyklina Sadszawka—Stopczatów wykazuje maksimum elewacji nad Prutem i obniża się stopniowo od tego przekroju ku SE.

Antyklina ta rozpada się na trzy drugorzędne fałdy, w osiach których ukazują się warstwy dobrotowskie. Cały omawiany element jest przechylony ku NE, o czym świadczą monoklinalne zapady warstw, zwrócone ku SW. Trzy drugorzędne fałdy spiętrzenia Sadzawka—Stopczatów zanikają stopniowo w miarę posuwania się ku SE. W przekroju Łuczki koło Jabłonowa obserwujemy już tylko dwa fałdy wtórne, z których południowy zanurza się szybko pod warstwy stebnickie, zaś północny można obserwować ku SE jeszcze na znacznej przestrzeni. Spiętrzenie brzeżne Sadzawka—Stopczatów ogranicza od NE smuga formacji stebnickiej, którą dzieli od tortonu górna formacja solna, ukażująca się w odsłonkach na północny wschód od Wierbiaża.

### **Wiercenia poszukiwawcze S. A. »Pionier«**

W specjalnym komunikacie podano wyniki poszukiwawczych prac wiercniczych, przeprowadzonych na zbadanym obszarze przez S. A. »Pionier« w dwu poprzednich latach (9). Komunikat powyższy dotyczy płytkich wierceń rdzeniowych w gminach Wierzbowiec, Stary Kosów i Kobaki. Przekrój geologiczny głębokiego wiercenia w Wierzbowcu »Hucuł 1« będzie opublikowany niebawem. Na tym miejscu nie będziemy rozpatrywać szczegółowo danych geologiczno-wiercniczych, uzyskanych w przytoczonych otworach świdrowych, wobec tego, że dane te znalazły się lub znajdują się w specjalnych opracowaniach. Wiercenia płytkie w Wierzbowcu, Starym Kosowie i Kobakach zaznaczono na załączonej mapie. Wrysowano również położenie płytkiego otworu w Rożnowie i głębokiego szybu »Hucuł 1«. Spośród siedmiu wierceń wykonanych na wypiętrzeniu Mykietyńce—Kobaki, względnie na jego skrzydłach, pięć otworów napotkało uwagi godne horyzonty gazu ziemnego.

### **Spis przytoczonej literatury**

1. Bujalski B. Budowa geologiczna przedgórze Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. Der geologische Bau des Karpatenvorlandes zwischen den Łomnica und Czeremosz-Flüssen. Sprawozd. P. I. G. T. VI, zeszyt 2, str. 235, Warszawa 1930. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. VI. 1. 2, page 235, Warszawa 1930.—
2. Czarnocki J. Stratygrafia miocenu na południowo wschodniej części przedgórze Karpat między Prutem i Kosowem oraz uwagi ogólne o pretortonie na przedgórze Karpat Wschodnich. Stratigraphie du Miocène dans la partie SE de L'avant-pays Karpatique entre le Pruth et Kosów ainsi que des considérations sur le Prétortonien au bord des Karpates Polonaises Orientales. Posiedz. Nauk. P. I. G. nr 36, str. 13.

Warszawa, maj 1933. Comptes-Rendus des Séances du Serv. Géol. de Pologne nr 36, page 13, Warszawa 1933. — 3. Czarnocki J. Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. Traits fondamentaux de la stratigraphie et de la Paléogéographie du Miocène de la Pologne méridionale. Posiedz. Nauk. P. I. G. nr 36, str. 16, Warszawa, maj 1933. Comptes-Rendus des Séances du Serv. Géol. de Pologne, nr 36, page 16, Warszawa 1933. — 4. Czarnocki J. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Die wichtigsten stratigraphischen und paleogeographischen Probleme des polnischen Torton. Sprawozd. P. I. G. T. VIII, str. 99, zeszyt 2. Bull. de Serv. Géol. de Pologne T. VIII. 1. 2, page 99. Warszawa 1935. — 5. Friedberg W. Przyczynki do znajomości miocenu Polski. Beiträge zur Kenntnis des Miocaens von Polen. Rocznik P. T. G. T. XII, str. 66, Kraków 1936. Annales de la Soc. Géol. de Pologne T. XII, page 66, Kraków 1936. — 6. Macovei Gh. u. Atanasiu J. Geologische Beobachtungen über das Miocaen zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bucowina und in nördlichen Bessarabien. Annuarul Inst. Géol. al Romaniei, Vol. XIV. Bukarest 1931. — 7. Świdorski B. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—1926. Nouvelles recherches géologiques dans les Karpates des Pokucie. Sprawozd. P. I. G. T. IV. Z. 1—2, str. 313, Warszawa 1927. Bull. du Serv. Géol. de Pologne Vol. IV, 1. 1—2, page 313, Warszawa 1927. — 8. Wiśniowski T. O miocenie podkarpackim w Dżurowie i Myszynie koło Kolomyi. Kosmos. R. XXIV, str. 411, Lwów 1899. — 9. Wyszyński O. Przedgórze okolic Kosowa, wiercenia poszukiwawcze S. A. »Pionier«. Przemysł Naftowy. Z. 5, Lwów 1938. — 10. Zuber R. Atlas Geologiczny Galicji. Zeszyt 2. Wydawn. Komisji Fizjogr. Pol. Akadem. Umiej. Kraków 1888.

Literatura nie uwzględniona w powyższym spisie jest cytowana w przytoczonych pracach.

## **O. Wyszyński, H. Teisseyre, J. Obtulowicz**

**Service géologique de „Pionier”**

**Soc. An. pour la prospection et l'extraction des minéraux  
bitumineux. Lwów**

### **Le levé géologique de l'avant-pays des Karpates sur la feuille de Kuty**

Les études géologiques détaillées<sup>1</sup> entreprises par la Société »Pionier« dans la région de l'avant-pays des Karpates s'étendent également à la partie méridionale de la Pokucie. Les notions

---

<sup>1</sup> O. Wyszyński: Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych na arkuszu Kuty 1931. (Compte rendu des levés géologiques de la feuille de Kuty). Arch. S. A. »Pionier«.

J. Obtulowicz, H. Teisseyre, O. Wyszyński: Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych Oddziału S. A. »Pionier«, wykonanych w lecie 1931 r. na obszarze wschodniego przedgórza Karpat między Bystrzycą Sołotwińską a Prutem. (Compte rendu des levés géologiques de la Section S. A. »Pionier« exécutés en été 1931 dans

acquises jusqu'ici sur cette région étaient insuffisantes pour une prospection rationnelle des hydrocarbures. Elles demandaient à être complétées sous beaucoup de rapports. Il était surtout indispensable de procéder à un levé de détail du terrain en question à une échelle convenable.

Le levé géologique de la Pokucie fut exécuté en 1931 et 1934. Notre publication se propose de présenter les résultats des études se rapportant à la feuille de Kutu. La partie la plus importante de ces études est constituée par la carte qui l'accompagne. Les travaux qui s'y rapportent n'ont pas été exécutés d'une façon uniforme et cette carte devra être complétée ultérieurement et corrigée dans ses détails.

La Direction de la Société »Pionier« a décidé de publier la carte en question en dépit de ses lacunes étant donné l'abondance des observations sur lesquelles elle est basée et qui possèdent avant tout une grande portée dans la pratique.

### Caractères morphologiques du terrain

L'Avant-Pays qui figure sur la feuille de Kutu est constitué par un terrain légèrement ondulé qui s'appuie, au NW à la chaîne des Karpates et se trouve délimité, vers le Nord, par la large vallée du Prut. La hauteur absolue et relative des collines et des crêtes s'élève graduellement du NE au SW. Nous observons les hauteurs maxima entre Pistyń et Kosów, dans la région des graviers et des conglomérats tortoniens du delta de l'ancienne Pistynka (cotes 548 et 576 m).

Les affluents karpates, de droite, du Prut, ont creusé des vallées transversales à travers le territoire en question. Ces vallées se dirigent du SW au N ou au NE. Ce sont celles du Czeremosz, de la Rybnica, de la Pistynka et de la Łuczka. De nombreux affleurements miocènes apparaissent dans les bords des vallées sapés par les eaux, dans les ravins de têtes de sources ainsi que dans les tranchées des routes, sous une couverture d'ar-

---

la région orientale de l'Avant-Pays des Karpates entre la Bystrzyca Solotwińska et le Prut). Arch. S. A. »Pionier«.

J. Obtulowicz et H. Teisseyre: Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych wykonanych w r. 1934 na obszarze przedgórze pokuckiego. (Compte rendu des levés géologiques exécutés en 1934 dans la région de l'Avant-Pays pokucien). Arch. S. A. »Pionier«.

giles et de produits de dégradation des versants. L'épaisseur des argiles varie et devient considérable sur les faîtes. Elle augmente du sud vers le nord. Les éboulements et les glissements sont fréquents et occupent parfois des étendues considérables sur les versants des collines.

On rencontre fréquemment des terrasses d'érosion et d'accumulation sur les versants des vallées principales. On note également des cailloutis fluviaux anciens sur certaines faîtes.

### I. Stratigraphie

Il résulte de la carte ci-incluse que, dans la région de l'Avant-Pays des Karpatés représentée sur la feuille de Kutý, ont distingué deux zones géologiques entièrement différentes soit : 1) une zone synclinoriale attenante à la Podolie, remplie de Tortorien non plissé et 2) une zone anticlinoriale, attenante aux Karpatés, composée de diverses formations miocènes, fortement plissées (synclitorium et anticlinorium sub-karpatiques).

1) Le synclitorium sub-karpatique apparaît sur la partie centrale et orientale. Sa surface y est plus étendue que celle de la zone anticlinoriale. Etant donné que les couches de la zone synclinale ne sont pas ondulées, seule la partie la plus élevée de la couverture sédimentaire y affleure. Par conséquent le sondage foré par la S-té »Pionier« à Wierzbowice, au nord de Kosów (puits »Hucul 1«) possède non seulement une importance pratique de premier ordre, mais est également fort intéressant au point de vue théorique car il éclaire la structure profonde de cette zone et la nature des roches du soubassement.

Le sondage »Hucul 1« a traversé des formations molassiques jusqu'à une profondeur de 1361 m.

Une formation salifère avec couches d'anhydrites et de sel gemme a été rencontrée au mur de la molasse. Au-dessous de 1421 m on a traversé une roche siliceuse pelitique nettement stratifiés, composés de bandes de teinte grise, olive, vert clair ou presque blanche. Les premières intercalations de calcaires blancs, compacts, furent rencontrées à 1446 m de profondeur. Au-dessous de ces derniers on a traversé des calcaires blancs, gris et crème séparés par de minces couches des dépôts mentionnés plus haut. On n'a pas encore atteint la profondeur de 1550 m dans cette série (les travaux de forage se poursuivent).

Le synclinorium subcarpatique s'est progressivement affaissé durant la période de sédimentation de la molasse ainsi qu'il ressort de l'épaisseur de ces formations deltaïques. Ces dépôts se sont formés dans des eaux peu profondes, salées, ou saumâtres, rarement dans des eaux douces, à l'embouchure des fleuves et des torrents karpatiques.

La masse la plus épaisse des formations deltaïques a été déposée par l'ancienne Pistynka, rivière bien plus puissante pendant le Tortonien qu'elle ne l'est actuellement ainsi que le prouve — entre autres — le calibre des cailloux roulés à son embouchure. Dans les environs de Pistyń, le diamètre de ces cailloux dépasse parfois 50 cm.

Le puissant delta de l'ancienne Pistynka se termine en biseau vers le nord-est, tandis que les graviers sont remplacés par des sables, puis par des argiles.

On peut néanmoins suivre certains bancs de graviers sur des étendues considérables, presque jusqu'à la vallée du Prut. Il est possible d'expliquer ce phénomène par une déposition accélérée du delta dans certaines périodes ou bien par des soulèvements sporadiques du fond de la mer, accompagnés d'un recul de la côte et du front du delta vers le NE.

Les dépôts suivants constituent les formations molassiques de la Pokucie méridionale: 1) graviers non cimentés et conglomérats; 2) sables et grès calcaeux; 3) argiles, souvent marneuses ou sablonneuses.

Les graviers et conglomérats se rencontrent surtout dans la delta de l'ancienne Pistynka où ils constituent des bancs de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et se composent presque exclusivement de cailloux roulés de roches karpatiques. Les sables sont fins ou grossiers, à mica. Ils sont de couleur jaune, brune, ou grise de nuances diverses. Les sables argileux sont le plus souvent gris vert. Des intercalations et des lentilles de graviers karpatiques ou des cailloux roulés isolés, se rencontrent fréquemment au sein des formations en question. Des masses ovales d'argiles tortoniennes n'y sont également pas rares. Elles témoignent des oscillations du niveau de la mer et de la destruction par les vagues de dépôts maritimes tout récents au cours des mouvements négatifs du niveau de la mer. Le ciment de certains bancs de sable est marneux ou calcaeux; il en résulte des grès de résistance non uniforme aux agents atmosphériques. La distribution du ci-



ment calcaireux est souvent très inégale grâce à quoi on rencontre des bancs qui se désagrègent en blocs arrondis et en dalles irrégulières de grès calcaireux plus ou moins compacts. Les dépôts sablonneux constituent des couches d'épaisseur variable parmi lesquelles celles de plusieurs dizaines de mètres ne sont pas rares. Une sédimentation oblique, du détritit végétal transformé en matière carbonneuse, des fragments de troncs et de feuilles apparaissent souvent en compagnie de croûtes de limonite et de petites agglomérations de pyrite.

Les couches d'argile constituent le troisième élément lithologiques de la molasse pokucienne. Ce sont des argiles micacées plus ou moins sablonneuses, effervescentes à l'acide chlorydique. Ces argiles sont grises, nuancées de bleu, de vert ou de vert olive. Les intercalations brunes ou presque noires sont rares. Les argiles en question présentent une stratification régulière et contiennent souvent de minces traînées causées par leur teneur variable en substances organiques. Les couches de un à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur sont séparées par des couches de sable micacé, pulvérulent dont l'épaisseur se chiffre en millimètres.

Les argiles de Pokucie contiennent de petites agglomérations de pyrite, un feutrage de plantes transformées en matière carbonneuse, des débris de troncs d'arbre et des vestiges de feuilles. M. T. Wiśniowski a recueilli et décrit une collection de feuilles trouvées à Myszyn qui appartiennent à près de 60 espèces différentes (7).

On rencontre souvent des couches et des lentilles de lignite dans les argiles et sables de Pokucie. Leur épaisseur oscille entre quelques centimètres à 1 mètre, et il arrive que la même couche s'étende assez loin pour que l'on puisse observer sa dénivellation dans des profils de plusieurs kilomètres de long.

Le lignite de Pokucie est en exploitation depuis de nombreuses années là où il affleure en surface où ne se trouve pas trop en profondeur. Le lignite est exploité jusqu'à nos jours à Myszyn, Dzurów, Nowosielica, Rożnów et Trościaniec. Les mines de lignites, anciennes et récentes, ont été indiquées sur la carte ci-incluse. On y a également noté la position des puits à main et des sondages de prospection les plus importants (7).

Les sondages peu profonds de la Société »Pionier« ont permis de constater que les intercalations de lignite de quelques dizaines



de centimètres d'épaisseur sont beaucoup plus étendues qu'il n'en ressortait des travaux de prospection minières exécutés jusqu'ici. On en a rencontré dans le puits de forage de Rożnów à une profondeur de 17,2 à 17,6 m, a quelques kilomètres au SW de la mine de Nowosielica.

Les puits de Wierzbowiec, Stary Kosów et Kobaki ont traversé des intercalations de lignite à des profondeurs atteignant de 30 à 150 m (v. 8).

Des couches de lignites de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur s'étendent parfois d'une façon très régulière sur des espaces considérable. Elles peuvent être considérées comme des formations autochtones. A ce type de dépôt appartiennent sans doute le niveau principal de lignite de Dżurów, de Nowosielica, de Rożnów et de Trościaniec qui occupent le mur d'une mince couche de marne remplie de *Planorbis*.

A l'époque où ce niveau de lignite était en voie de formation, la région de Pokucie était un peu plus élevée que le niveau contemporain de la mer. Cette région était couverte de forêts et de marécages. A la suite d'un affaissement du terrain, elle fut envahie par des eaux douces, stagnantes, dans lesquelles les marnes à *Planorbis* se déposèrent sur une épaisseur de quelques cm à 30 cm.

M. T. Wiśniowski a décrit les formes suivantes trouvées dans ces marnes: *Planorbis laevis* Kl. D., *Pl. sansaniensis* Noul., *Pl. declivis* A. Br. D., *Pl. cornu* Brogn. var. *solidus* Thomae D.

Un affaissement ultérieur du terrain fut cause d'une invasion par l'eau de mer qui laissa des argiles grises à faune abondante de gastéropodes et de Lammélibranches qui — à Dżurów et à Nowosielica — est surtout constituée par les formes suivantes: *Potamides Schaueri* Hilb., *Potamides mitralis* Eichw., *Neritina picta* Fér., *Terebralia bidentata* Defr., *Tellina an. ventricosa* de Serves, *Congeria Sandbergeri* Andr., *Hydrobia* cf. *Frauenfeldi* Hoern., *Nassa obliqua* Hilb., *Limnocardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* Łomn., *Pectunculus pilosus* L., *Ostrea digitalina* Dub., *Thracia ventricosa* Phil., *Modiola Hoernesi* Reusz. Parmi les foraminifères, *Rotalia Beccari* se présente en masses.

Au-dessus de cette couche à faune maritime de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, s'étendent des sables, des argiles et des graviers d'où les mollusques maritimes et les foraminifères sont absents. La faune de ces dépôts est exclusivement composée

de formes terrestres et d'eau douce. On y note: *Helix*, *Cyclostoma*, *Planorbis*, *Pupa* et *Glausilia*.

C'est une faune indubitablement allochtone. Elle fut apportée par les eaux fluviales de l'intérieur des Karpates qui la déposèrent dans la région des formations deltaïques, au-dessus du niveau contemporain de la mer.

Le complexe de dépôts à gastéropodes terrestres et d'eau douce s'étend sur le territoire compris entre les localités de Rożnów, Ispas, Kobaki, Kosów, Pistryń.

L'alternance des faunes maritimes, d'eau douce et terrestres constitue un trait caractéristique du faciès molassique. Elle est des plus nette dans la partie étudiée de l'avant-pays pokucien.

Le chevauchement fréquent des faunes maritimes et terrestre a été constaté non seulement dans les affleurements, mais aussi dans les sondages effectués par la Société »Pionier« et avant tout dans le forage de profondeur »Hucul 1«. Parmi les autres intercalations apparaissant dans la molasse de Pokucie il convient de citer les tufites blancs, notés à Pistryń et à Mykietyńce. Ils se présentent sous l'aspect de couches de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur qui se distinguent, en général, nettement des formations s'étendant au mur et au toit. M. J. Czarnocki (2) a examiné et décrit le premier les intercalations de tufites de Pistryń.

On sait depuis longtemps que les formations molassiques de la Pokucie appartiennent au Tortonien. Leur âge est prouvé par les nombreuses faunes de gastéropodes et de mollusques qui y ont été décrites à plusieurs reprises. Tout récemment encore, on a recueilli de nombreux complexes de faune au cours des travaux sur le terrain (1934) et des sondages de prospection exécutés par la Société »Pionier«. Ces complexes ont été décrits par le Prof. W. Friedberg. Une partie des matériaux étudiés constitue l'objet d'une publication spéciale (5) déjà parue.

Parmi les collections pokuciennes de la Société »Pionier« M. Friedberg a décrit les formes suivantes:

*Potamides Schaueri* Hilb., *Potamides Schaueri* Hilb. var. *Eichwaldi* Hilb., *Potamides pictus* Bast., *Potamides pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw., *Terebralia bidentata* Defr., *Turritella* sp. *Neritina picta* Fér., *Oxysteles orientalis* Cossm., *Hydrobia Frauenfeldi* Hoern., *Hydrobia punctum* Hilb., *Hydrobia immutata* Frauenf., *Cassis miolevigata* Sacco., *Nassa coarctata* Eichw., *Nassa Rosthorni* Partsch., *Nassa* cf.

*Dujardini* Desch., *Nassa obliqua* Hilb., *Alaba costellata* Grat., *Nodulus* aff. *contortus*, *Bullinella elongata* Eichw., *Spirialis* cf. *valvatina* Reuss., *Spirialis* sp., *Dentalium novem costatum* Lom., *Ostrea digitalina* Dub., *Arca diluvii* Lom., *Arca turoniensis* Duj., *Corbula gibba* Olivi, *Limnocardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* Lomn., *Congeria Sandbergeri* Andr., *Pectunculus pilosus* L., *Corbula carinata* Duj., *Glycimeris Menardi* Desh. var. *Rudolphi* Eichw., *Cardium praeachinatum* Hilb., *Tellina* an. *ventricosa* Serres, *Tellina* sp. *Miltha incrassata* Dub., *Lutrararia* cf. *Lutrararia* L., *Solen* sp. *nova*, *Solenocurtus antiquatus* Pult., *Tellina* an. *donacina* L., *Phacoides borealis* L., *Donax* an. *intermedia* Hoern., *Divaricella ornata* Ag., *Mactra* sp. *Meretrix italica* Defr., *Ervilia pusilla* Phil., *Anomia* cf. *striata*, *Circe* cf. *minima* Mont., *Chlamys* cf. *seniensis* Lom., *Pecten Besseri* Andr.

Se basant sur la faune ci-dessus, M. Friedberg attribue les formations molassiques de la Pokucie au Tortonien inférieur (5).

M. J. Czarnocki, qui vient de consacrer plusieurs études stratigraphiques au Miocène de Pologne (2, 3, 4), professe une opinion différente. Cet auteur considère les argiles, sables et conglomérats de Pokucie comme appartenant au Tortonien supérieur, c'est-à-dire au Pré-sarmatien.

2) L'anticlinorium subkarpatique. Le niveau supérieur de cette unité est constitué par des argiles salifères qui sont surtout connues aux environs de Kosów et que B. Bujalski a dénommées argiles salifères supérieures (1). Dans la vallée de la Rybnica ces argiles présentent un passage stratigraphique régulier aux argiles et sables de Pokucie surjacents. Plus loin vers le NW, ces formations semblent délimitées par un contact anormal. Dans la région des plis de l'anticlinorium subkarpatique les argiles salifères supérieures apparaissent dans les synclinaux.

Vers le bas, la série en question passe à un complexe de marnes bigarées et de schistes de plusieurs centaines de mètres de puissance qui — d'après Tołwiński — peuvent être considérées comme couches de Stebnik. Les couches de Stebnik de la région étudiée contiennent des intercalations de grès marneux micacés, de couleur grise et généralement à grains fins. On aperçoit souvent des veines de gypse fibreux près des bandes de la formation salifère.

Le mur des couches de Stebnik se compose de couches de Dobrotów qui se présentent, en général, sous le même aspect

que dans la coupe classique du Prut, entre Delatyn et Dobrotów. Leur partie inférieure est représentée par des grès micacés gris, à grains fins, avec intercalations de schistes argilo-marneux. Les marnes argileuses ainsi que les schistes marneux gris dominent par contre dans la partie supérieure.

3) Formations quaternaires. Parmi les formations quaternaires de la région étudiée il convient de distinguer avant tout les argiles qui contiennent, une faune de gastéropodes caractéristiques pour le loess. Egalement importants sont les cailloutis fluviaux disséminés sur des niveaux d'érosion anciens qui s'élèvent jusqu'à 120 m au-dessus du fond des vallées actuelles. Dans le fond des vallées on note des terrasses bien distinctes atteignant jusqu'à 20 m de hauteur. Plus haut sur les versants, ainsi que sur les lignes de partage des eaux, on aperçoit les replats étendus de la terrasse 35 à 45 m. Il ne reste que des fragments peu importants des niveaux d'érosion et d'accumulation plus anciens. Il n'est pas toujours possible de distinguer les graviers de ces niveaux des cailloux roulés du sous-sol tortonien étant donné que leur composition, leur taille et, bien souvent, leur degré d'usure sont pareils. En l'absence de toute donnée paléontologique, il est impossible de définir l'âge des terrasses avec précision. Il est probable que les niveaux supérieurs à la terrasse de 35—45 m appartiennent déjà au Pliocène.

Nous avons distingué comme formation séparée les masses d'éboulis composées de graviers des terrasses, d'argiles pleistocènes et de formations tortoniennes remaniées. Les éboulis se rencontrent avant tout sur les bords abrupts et sapés des vallées asymétriques, dans les régions particulièrement riches en dépôts argileux. Ils occupent l'espace la plus considérable sur le versant droit, sapé par la rivière, de la vallée du Prut.

L'Holocène de la Pokucie méridionale est surtout constitué par les apports des rivières et torrents empilés en deux groupes de terrasses: des terrasses d'inondation qui sont encore en voie de formation et des terrasses de »rędzina« (sol marneux de formation spéciale) occupé par les villages et les champs cultivés. Ces dernières terrasses s'élèvent de deux à cinq mètres au-dessus du lit des rivières. Elles sont couvertes d'argiles sablonneuses contenant des galets isolés. Parmi les apports dont sont formées les terrasses on note fréquemment des vestiges de flore et surtout des débris de troncs d'arbres. Il convient également d'attribuer

à l'Holocène les cônes de déjection des torrents latéraux et des ravins de source qui se sont déposés sur les accumulations du fond des vallées.

## II. Tectonique

On a indiqué dans la description stratigraphique que la région étudiée se partage entre deux unités géologiques (anticlinorium et synclinorium sub-karpatiques). Ces unités ne diffèrent pas seulement au point de vue stratigraphique aussi leur tectonique, leur situation et leur importance dans l'orogénèse karpatique ne sont pas les mêmes. Le synclinorium sub-karpatique, rempli de Tortonien, sépare une région fortement disloquée par des plissements, du bloc résistant du bouclier de Podolie. L'anticlinorium subkarpatique a été affecté par des mouvements orogéniques au Miocène supérieur et a amorti la violente pression exercée par les masses du Flysch, venues du sud.

1) Le Synclinorium Subkarpatique. Les couches de dépôts tortonien qui remplissent le synclinorium subkarpatique sont presque horizontales, à l'exception de la zone bordière sud-occidentale touchée aux plissements de l'anticlinorium. Dans cette zone, les couches plongent abruptement vers le NE, ou bien sont verticales, ou renversées en pente raide vers le SW. La largeur de la zone dans laquelle le Tortonien est fortement redressé varie beaucoup et atteint jusqu'à 3 km dans la coupe de la Pistynka. L'inclinaison des couches diminue vers le NE. A Kosów, elles sont en pente douce (dans la région entre Kosów et Kutny leur inclinaison est de  $10^{\circ}$  à  $30^{\circ}$ ) ou bien presque horizontale (coupe de la Pistynka et de la Łuczka). En allant encore plus loin vers le NE on rencontre l'axe d'un synclinal de peu de profondeur, parallèle au bord externe de l'anticlinorium et qui passe par les localités suivantes: Czerhanówka, Stary Kosów, partie méridionale de Wierzbowiec, partie septentrionale de Pistyn, Kowalówka et Myszyn (synclinal de Myszyn—Czerhanówka). Ce synclinal s'applatit graduellement et disparaît du SE vers le NW. Il est délimité au NE par une structure distincte dont l'axe passe par Mykietyńce, Chomczyń, Wierzbowiec, Stary Kosów et Kobaki (élévation de Mykietyńce—Kobaki). Cette forme est nettement asymétrique. Son flanc NE est presque horizontal, tandis que le flanc SW présente des pendages de  $5^{\circ}$  à  $30^{\circ}$ . La structure de Mykietyńce—Kobaki s'accuse le plus nettement entre

Chomczyn et la vallée du Czeremosz. Dans cette région, le pendage des couches de son flanc SW atteint jusqu'à 30°. L'inclinaison du flanc NE, bien visible dans un grand affleurement sur la Rybnica, varie entre 3° et 5°.

Ainsi qu'il en ressort des auteurs roumains (5) la structure de Mykietyńce—Kobaki se prolonge à travers le Czeremosz sur le territoire de la Bukowina.

La région située au NE de la structure qui vient d'être décrite est caractérisée par une position presque horizontale des couches, avec des failles locales, notées dans la région minière de Dzurów et de Nowosielica (7).

Le banc principal de lignite recouvert de marnes à *Planorbis* et d'argiles à *Potamides Schaueri* se trouve à Nowosielica sur le versant SE de la côte 329 m, à une altitude de 285 m. Au nord de cette côte, le même niveau lignitifère est exploité à une altitude de 265 m dans des couches qui plongent vers le NE à un angle d'environ 5°. A Dzurów sur la Rybnica, nous constatons que cette couche s'est abaissée à 235 m d'altitude (puits «Helenka»). Plus à l'Est, le niveau de lignite principal s'élève légèrement et sort en l'air le long d'une faille qui est nettement visible à l'embouchure du torrent qui dévale de la colline Skapulenka vers l'est. On l'observe dans la galerie de prospection, percée sur la rive droite de ce torrent, à environ 900 m en amont de son confluent avec la Rybnica. Un banc de sable de quelques dizaines de mètres d'épaisseur s'écroule le long du miroir de la faille qui plonge de 65° vers le SW. Des argiles grises à lentilles de lignite à pendage de 8° à 12° SW s'y appuyent. On a constaté un pendage et une direction analogue des couches lignitifères dans une mine située environ 500 m à l'ouest de la galerie dont il vient d'être question. Cette mine se trouve dans la région d'affaissement de la même faille. Le manque d'observations ne permet pas d'évaluer l'amplitude du rejet. Il convient toutefois de supposer que cette amplitude est assez considérable et atteint plusieurs dizaines de mètres. Une seconde faille de direction légèrement oblique par rapport à la première apparaît dans la partie inférieure du lit d'un torrent qui coule vers l'est depuis la Skapulenka. A sa droite on observe de puissants bancs de grès et de sable tandis qu'une paroi de schistes argileux de 5 m le domine du côté gauche. Les sables et grès n'y affleurent qu'à partir de cette hauteur.

Il résulte de la carte ci-incluse que les couches de sables et de grès disparaissent assez brusquement vers le NE le long d'une ligne qui traverse Trójca, Ilińce et la partie méridionale de Dżurów. Il est possible que cette disparition soit également en rapport avec des failles. Seules des recherches de détails corroborées par de nombreux puits à main pourraient décider du bien-fondé de cette hypothèse.

De même la structure du profil longitudinal Dżurów—Trościaniec ne pourrait être élucidée qu'à l'aide de puits à main. Dans ce profil nous observons des dénivellations relativement considérables du niveau lignitifère principal ainsi que de la couche surjacente de marnes à *Planorbis* recouverte d'argiles à *Potamides Schaueri*. Le niveau lignitifère principal est exploité dans les mines de Trościaniec à une altitude de 325 m. Ainsi qu'il en a été fait mention, le même niveau se présente 90 m plus bas, à une altitude de 235 m, à Dżurów sur la Rybnica.

2) L'Anticlinorium Subkarpatique. Le nom d'anticlinorium subkarpatique a été introduit par B. Bujalski qui comprend par ce terme une série de plis et d'écaillés — autochtones à son avis — comprises entre le charriage des nappes karpatiques et les couches presque horizontales de la zone subkarpatique synclinoriale, attenant à la Podolie (zone synclinale externe v. 1).

On considérait autrefois la zone anticlinoriale de la région subkarpatique comme constituée par une nappe de charriage très compliquée, divisée en une série d'écaillés ou de digitations. B. Świdorski dont les travaux cartographiques en Pokucie embrassent toute la partie subkarpatique du terrain décrit dans le présent article (6) est l'auteur de la conception la plus importante et la mieux étudiée, basée sur l'hypothèse de nappes de charriage. D'après les observations des auteurs, la limite septentrionale de l'anticlinorium subkarpatique, entre Kutry et Pistyń, n'offre pas les caractères d'un charriage. Dans cette section, l'anticlinorium et le synclinorium sub-karpatiques sont indissolublement liés et ne présentent que par places et localement de contacts anormaux au nord-ouest de la coupe de la Pistynka. Au fur et à mesure que les Karpates et la région contigue s'abaissent, l'anticlinorium commence à chevaucher sur son avant-pays.

En ce qui concerne la région étudiée, il convient de noter que la largeur de l'anticlinorium subkarpatique est très variable en Pokucie et qu'elle dépend des ondulations de l'axe longitudinale des Karpates. Dans la région d'élévation maximum de Pokucie, entre le Czeremosz et la Pistynka, la largeur de la zone en question ne dépasse pas deux kilomètres et se trouve fréquemment beaucoup plus réduite. C'est la zone radicale des plis et écailles anticlinoriales, ramenées à la surface et fortement laminées.

Grâce à un abaissement de la structure géologique à l'ouest de la Pistynka, l'anticlinorium apparaît à la surface, sur une étendue considérable. L'affleurement de la partie axiale de l'anticlinorium, fortement plissée et chevauchant horizontalement son soubassement se trahit par l'élargissement de la zone anticlinoriale. Vers l'ouest, cet élargissement coïncide avec la flexure transversale de Kosmacz—Kołomyja (v. 6).

Dans le tronçon élevé de Pokucie l'étroite zone radicale de l'unité anticlinoriale est constituée, à la périphérie, par la formation salifère supérieure et par une bande de couches de Stebnik, vers l'intérieur. Des couches de Dobrotów, des nids de conglomérats de Słoboda ou bien des schistes ménilitiques du Flysch pokucien chevauchent cette bande du sud vers le nord.

A l'ouest de la Pistynka, au fur et à mesure que la zone anticlinoriale prend de l'ampleur, les plis y deviennent de plus en plus nombreux. On note les éléments suivants entre la Łuczka (cours d'eau qui traverse Jabłonów) et la vallée de Prut:

- 1) Anticlinal de Słoboda,
- 2) Synclinal de Mołodiatyn—Jabłonów,
- 3) Anticlinal de Sadzawka—Stopczatów (élévation frontale).

L'anticlinal de Słoboda ne fait pas partie du levé étudié dans le présent article. On n'a tenu compte que de son flanc NE. Ce flanc est incliné vers le NE dans la région représentée sur la feuille de Kutu. Il en résulte que les couches de Dobrotów et de Stebnik qui enveloppent l'élément de Słoboda au NE ont un pendage très abrupt vers le SW.

Le synclinal de Mołodiatyn—Jabłonów constitue la partie centrale de l'anticlinorium subkarpatique sur la feuille de Kutu. Des argiles salifères accompagnées de schistes marneux gris et de grès de type de Dobrotów apparaissent dans le noyau plissé du synclinal.



B. Świdorski considère les argiles salifères comme des fenêtres tectoniques de formations autochtones apparaissant sous la nappe de recouvrement de Słoboda. Prenant en considération des observations de détail faites sur le terrain, les auteurs les considèrent, ainsi que les couches grises soi-disant de Dobrotów, comme correspondant à la formation salifère supérieure de B. Bujalski.

L'anticlinal Sadzawka—Stopczatów atteint son élévation maximum sur le Prut et s'abaisse d'ici vers le SE. Cet anticlinal se divise en trois plis secondaires dans l'axe desquels apparaissent les couches de Dobrotów. L'ensemble de l'élément en question est déversé vers le NE, ainsi qu'en témoigne le pendage monoclinal des couches dirigé vers le SW. Les trois plis secondaires de l'élévation Sadzawka—Stopczatów disparaissent peu à peu vers le SE. Dans la coupe de la Łuczka près de Jabłonów, nous ne voyons plus que deux plis secondaires. Le pli méridional plonge rapidement sous les couches de Stebnik tandis que l'on peut encore suivre le pli occidental sur une longue distance vers le SE. L'élévation bordière de Sadzawka—Stopczatów constitue la limite NE de la bande de couches de Stebnik, séparée du Tortonien par la formation salifère qui affleure au nord-est de Wierbiąż.

### **Les sondages de prospections de la Société »Pionier«**

Les résultats des travaux de sondage exécutés par la Société »Pionier« dans la région étudiée, à Wierzbowiec, Stary Kosów et Kobaki ont été décrits (8). La coupe géologique du sondage de profondeur de Wierzbowiec, »Hucuł 1«, sera publiée sous peu. Nous n'entrerons pas ici dans le détail des données géologiques et des sondages fournies par les forages cités, étant donné que ces matériaux feront l'objet de publications à part. Nous nous contenterons de signaler les résultats très généraux de ces observations. Les sondages de Wierzbowiec, Stary Kosów et Kobaki ont été indiqués sur la carte ci-incluse. On y a également noté la position d'un puits à Rożnów et du forage »Hucuł 1«. Parmi les sept sondages faits dans la structure de Mykietyńce—Kobaki ou dans ses flancs, cinq forages on rencontré des horizons appréciables de gaz.

### Ouvrages cités

1. Bujalski B. Budowa geologiczna przedgórza Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. Der geologische Bau des Karpatenvorlandes zwischen den Łomnica und Czeremosz-Flüsse. Sprawozd. P. I. G. T. VI, zeszyt 2, str. 235, Warszawa 1930. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. VI. 1. 1, page 235, Warszawa 1930. —
2. Czarnocki J. Stratygrafia miocenu na południowo-wschodniej części przedgórza Karpat między Prutem i Kosowem oraz uwagi ogólne o pretortonie na przedgórzu Karpat Wschodnich. Stratigraphie du Miocène dans la partie SE de l'avant-pays Karpatique entre le Pruth et Kosów ainsi que des considérations sur le Prétortonien au bord des Karpates Polonaises Orientales. Posiedz. Nauk. P. I. G. nr 36, str. 13, Warszawa, maj 1933. Comptes-Rendus des Séances du Serv. Géol. de Pologne nr 36, page 13, Warszawa 1933. —
3. Czarnocki J. Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. Traits fondamentaux de la stratigraphie et de la paléogéographie du Miocène de la Pologne méridionale. Posiedz. Nauk. P. I. G. nr 36, str. 16, Warszawa, maj 1933. Comptes-Rendus des Séances du Serv. Géol. de Pologne, nr 36, page 16, Warszawa 1933. —
4. Czarnocki J. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleografii polskiego tortonu. Die wichtigsten stratigraphischen und paleogeographischen Probleme des polnischen Tortons. Sprawozd. P. I. G. T. VIII, str. 99, zeszyt 2. Bull. de Serv. Géol. de Pologne T. VIII. 1. 2, page 99. Warszawa 1935. —
5. Friedberg W. Przyczynki do znajomości miocenu Polski. Beiträge zur Kenntnis des Miocaens von Polen. Rocznik P. T. G. T. XII, str. 66, Kraków 1936. Annales de la Soc. Géol. de Pologne. T. XII, page 66, Kraków 1936. —
6. Macovei Gh. u. Atanasiu J. Geologische Beobachtungen über das Miocaen zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bucowina und in nördlichen Bessarabien. Annuarul Inst. Geol. al Romaniei, Vol. XIV. Bukarest 1931. —
7. Świdorski B. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—1926. Sprawozd. P. I. G. T. IV, zeszyt 1—2, str. 313, Warszawa 1927. Nouvelles recherches géologiques dans les Karpathes des Pokucie. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. IV, 1. 1—2, page 313, Warszawa 1927. —
8. Wiśniowski T. O miocenie podkarpackim w Dżurowie i Myszynie koło Kołomyi. Kosmos. R. XXIV, str. 411, Lwów 1899. Le Miocène subkarpatique de Dzurów et de Myszyn près de Kołomyja. —
9. Wyszyński O. Przedgórze okolic Kosowa, wiercenia poszukiwawcze S. A. »Pionier«. Przemysł Naftowy. Z. 5, Lwów 1938. L'avant-pays de Kosów, sondages de prospection de la Société »Pionier«. —
10. Zuber R. Atlas Geologiczny Galicji. Zeszyt 2. Wydawn. Komisji Fizjogr. Pol. Akad. Umiej. Kraków 1888. Atlas géologique de la Galicie. 2 Fascicule. Publié par la Com. Physiogr. de l'Ac. des Sc. Pol. Cracovie 1888.

Les ouvrages ne figurant pas dans la liste ci-dessus sont cités dans les publications mentionnées dans le texte.

H. Teisseyre

Oddział Geologiczny S. A. „Pionier”, Lwów

## Wyniki poszukiwań geologiczno- naftowych w okolicy Czerchawy i Spryni (arkusz Stary Sambor)\*

*Résultats des recherches géologiques du pétrole aux environs de Czerchawa  
et de Sprynia (feuille de Stary Sambor)*

(Z 2 tablicami — avec 2 planches)

Oddział geologiczny S. A. »Pionier«, poszukując nowych złóż ropnych w Karpatach i na Podkarpaciu zwrócił między innymi baczniejszą uwagę na strefę, którą swego czasu B. Bujalski wydzielił jako przykarpacką formację solną<sup>1</sup>. Zgodnie z tezą wspomnianego geologa można przyjąć, że formacja ta reprezentuje osłonę czołowych elementów fliszu, ukrytych w głębi. Tezę tę uzasadnia przede wszystkim dobrze znany wgłębny fałd borysławski, a potwierdzają wiercenia w Staruni, Dźwiniaczu i Niebyłowie.

W publikacji niniejszej pominiemy poza tym dyskusję ogólną na temat przykarpackiej formacji solnej, jej znaczenia stratygraficznego i tektonicznego. Nie będziemy również roztrząsali bliżej poglądów na jej znaczenie dla polskiego kopalnictwa naftowego, wyznaczając sobie ramy znacznie skromniejsze, ujęte w tytule niniejszej publikacji. Podkreślimy natomiast nasze drugie założenie robocze, w myśl którego we fliszu wgłębny ukryty pod formacją solną, można się spodziewać obfitych złóż oleju skalnego

---

\* Komunikat »Pioniera« Ski Akc. dla poszukiwania i wydobywania minerałów bitumicznych.

<sup>1</sup> B. Bujalski: Budowa geologiczna przedgórze Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. Sprawozd. P. I. G. T. VI, z. 2, Warszawa 1935.

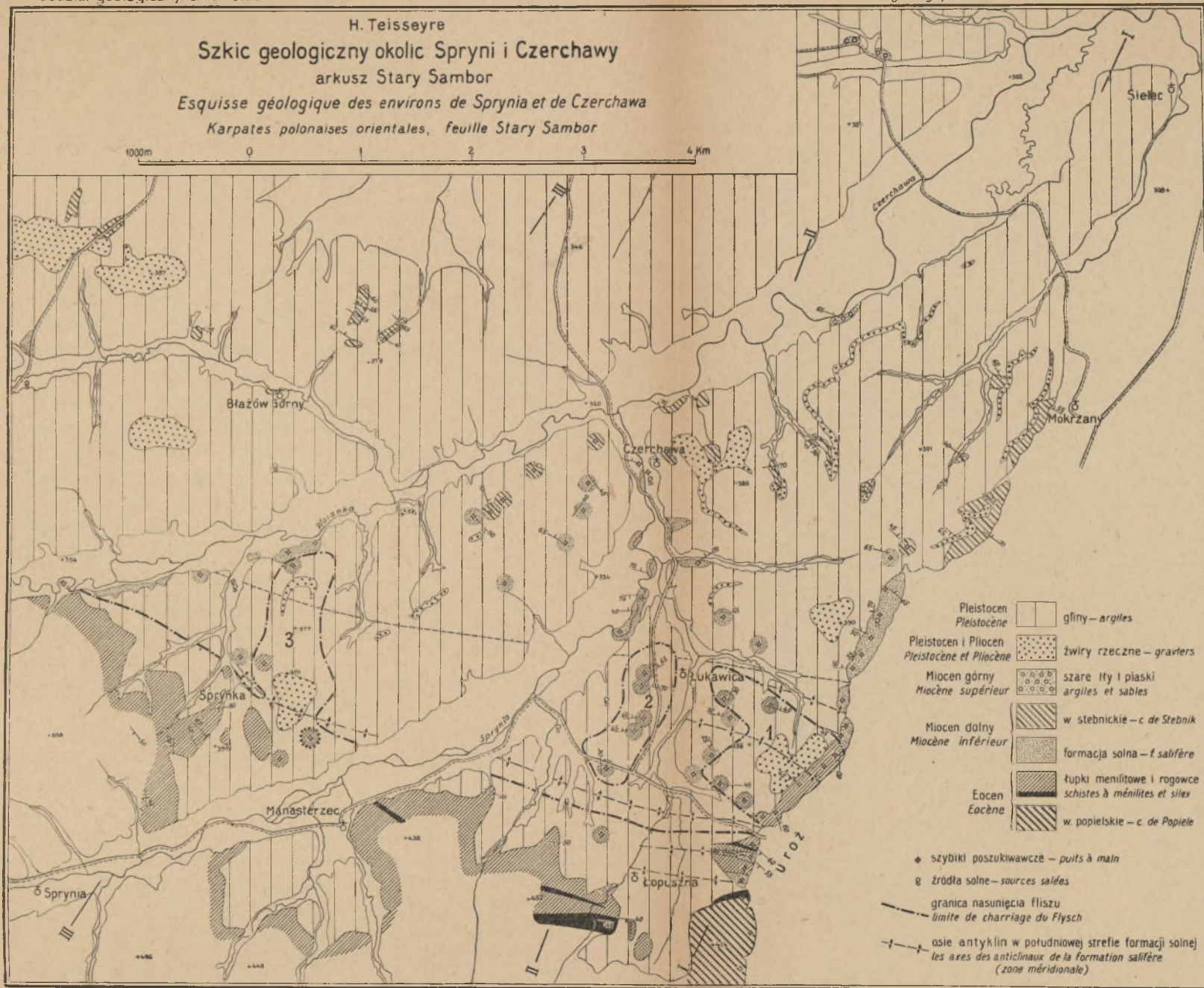
na poprzecznych elewacjach, względnie na skłonach wielkich poprzecznych elewacji. Borysław, Bitków, Rypne i Niebyłów, można przytoczyć jako przykłady tego, znanego i ogólnie obowiązującego prawidła.

Badania oddziały geologicznego S. A. »Pionier« prowadzone wzdłuż brzegu karpackiego, objęły między innymi też okolice położone między górnym Dniestrem a Bystrzycą, na obszarze arkusza Stary Sambor (1930—1931 r.). Okazało się, że w okolicy wspomnianej zaznacza się wyraźna poprzeczna do Karpat elewacja, która kulminuje na linii przebiegającej przez Spryńię i Czerchawę (elewacja Czerchawa—Spryńia). Szczegółowe badania geologiczne przeprowadzono na tej elewacji w roku 1937. Obserwacje uzyskane z nielicznych stosunkowo odsłonek, uzupełniono szybikami kopanymi ręcznie. W gromadach Czerchawa, Błażów, Spryńka, Monasterzec, Łukawica, Łopuszna, Uroż, i Winniki wykonano 86 szybików poszukiwawczych (łącznie 621 m). Spośród tych szybików 23 nie przebiło utworów czwartorzędowych. Szybiki pozostałe dostarczyły wiele cennego materiału geologicznego, który uzupełnił obserwacje poczynione w odkrywkach naturalnych i pozwolił na wyjaśnienie budowy geologicznej w zakresie niezbędnym dla dalszych poszukiwań przy pomocy wierceń. Biorąc pod uwagę znaczenie tych wierceń dla przemysłu naftowego, S. A. »Pionier« postanowiła opublikować osiągnięte wyniki, aby zachęcić zainteresowane kapitały do inwestycji poszukiwawczych.

### **Szkic stratygraficzny**

Obszar objęty szczegółowymi pracami przedstawia załączona mapa. Wyróżnić tu można przede wszystkim masy fliszu brzeźnego nasuniętego od południa, i utwory miocénskie, które stanowią jego podłoże i przedpole. W najbardziej zewnętrznej części fliszu nasuniętego dostrzegamy warstwy popielskie i łupki menilitowe formacji eocénskiej. Miocén dzieli się na strefy przebiegające równoległe do Karpat i w miarę oddalania się od tych gór coraz młodsze. Od SW ku NE następują: formacja solna, pstre margle serii stebnickiej oraz ily i piaski tortońskie. Rozmieszczenie poziome i ułożenie przestrzenne wymienionych utworów oraz ich wzajemny stosunek przedstawia załączona mapa i profile.

Opis stratygraficzny rozpoczniemy od formacji najstarszej. Formacją tą są warstwy popielskie. Składają się one przede



wszystkim z łupkoilów i łupków zielonych lub szarozielonych, często z luźnymi egzotykami (białe wapienie), wkładkami zlepieńca i wapnistych piaskowców hieroglifowych. Łupki są przy tym mniej lub więcej piaszczyste.

Wyżejległe łupki menilitowe znamionują jak zwykle wkładki rogowcowe w części spągowej. W części górnej łupki menilitowe są mniej lub więcej margliste i zawierają wkładki ilaste o zabarwieniu szarym lub szarozielonym. Luźne piaski i gruboławicowe piaskowce są tu częste i bywają grubo- lub nierówno-ziarniste. Obok ziarn kwarcu zawierają one często przymieszkę blaszek miki niekiedy stosunkowo znaczną. Tu i ówdzie trafiają się w nich również okruchy białych wapieni, oraz ziarna czerwonego i zielonego fylitu.

Łupki menilitowe z rogowcami w części spągowej występują w odsłódkach w Urożu, Łopusznej, Monastercu, Spryńce i Błażowie. Górną część tej serii napotkano w pięciu szybikach poszukiwawczych w Łukawicy na zachód od szosy, w miejscu zaznaczonym na mapie cyfrą 2. Występują tu luźne piaski i gruboławicowe, kruche piaskowce, w takim samym wykształceniu jak na pobliskim orograficznym brzegu Karpat. Wkładki łupków ilastych przeważnie zwietrzałych są barwy brunatnej, szarej i szarozielonej. Identyczne osady odsłódko na zboczach wzgórza 401 m między Monasterzem a Błażowem (cyfra 3). Te same piaski, kruche piaskowce, i łupki ilaste napotkano również na stromym lewym brzegu Bystrzycy w Urożu, oraz na zboczach wzgórza 388 m w Łukawicy (cyfra 1).

W jednym tylko szybiku w profilu Bystrzycy (szybik z upadem 45 ku SW) odsłódko obok brunatnych łupków piaskowce związane wapniste, szarosine. Piaskowce te zawierają liczne drobne gruzelki piryty, nieróżniąc się poza tym składem ziarna od luźnych piasków serii menilitowej.

Osady miocénskie, na które nasuwają się od południa łupki menilitowe, rozpoczyna formacja solna. W formacji solnej zbadanej okolicy wydzielić można dwie strefy: południową i północną. Dokładniejsze rozgraniczenie tych dwu stref nie jest możliwe, wobec podobieństw facjalnych i zbyt małej ilości odsłódek. Nie można było nawet rozstrzygnąć czy strefy te łączą się z sobą bezpośrednio, czy też dzieli je płaszczyna nasunięcia. Cienka linia kreskowana podaje na załączonej mapie przybliżoną granicę stref południowej i północnej.

Strefa solna południowa składa się z iłolupków i iłów plastycznych ciemnoszarych i popielatych, czasem zielonawych. Powyższe zabarwienia występują często w cieniutkich naprzemianległych warstewkach, powodując delikatne smugowanie osadu. Miejscami warstwy solonośne uległy zbrekcionowaniu i składają się z ostrokrawędzistych okruchów iłolupków, piaskowców i gipsu. Gips występuje w formie okruchów, cieniutkich warstewek lub jako osad wtórny w szczelinach w formie włóknistych kryształów. Źródła solne należą do zjawisk pospolitych.

Strefa solna północna wiąże się wyraźnym przejściem stratygraficznym z wyżejległą serią pstrych margli stebnickich. Strefę tę tworzą iły plastyczne, rzadziej lupkoity mniej lub więcej wapniste i często wstęgowane. Ogólny koloryt iłu jest na mokro ciemnoszary lub nawet prawie czarny. Najczęściej jednakże możemy w nim wyróżnić smugi od kilku milimetrów do kilku centymetrów grube o odcieniach fiołkowym, zielonym, oraz jasno- i ciemnoszarym. Intensywność zabarwienia tych smug zwiększa się przy tym ku stropowi formacji solnej. Smugowanie o zabarwieniach wyżej wspomnianych, występuje w iłach południowej strefy solnej tylko wyjątkowo. Wkładki piaskowca wapniste, mikowego podobnego do piaskowców żupnych serii stebnickiej, są bardzo charakterystyczne dla północnej strefy solnej. Na szczególną wzmiankę zasługują piaski i piaskowce gruboziarniste czasem zlepieńcowate, złożone niemal wyłącznie z ostrokrawędzistych okruchów fylitów zielonych, sinych, fiołkowych i ceglasto- lub wiśniowoczerwonych. Gipsy występują dość często w formie żył, nieregularnych skupień, i cieniutkich wkładek między warstwami iłu. Wykwity solne i solanki zauważono w kilku miejscach.

Strop formacji solnej tworzą wspomniane już kilkakrotnie pstre margle serii stebnickiej. Te zawsze ilaste i miękie margle występują w warstwach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów miąższych. Wkładki piaskowców są cienko i grubotawicowe, kruche, wapniste, mikowe i zawierają często przymieszkę zielonych i czerwonych fylitów.

Seria stebnicka przechodzi ku górze w utwory tortońskie złożone z szarych iłów przegradzanych piaskami. Iły są zawsze wapniste i mikowe. Piaski zawierają blaszki miki w zmiennej ilości, zwęglony detritus roślinny, a nierzadko przymieszkę substancji ilastej.

Na osadach tortońskich zakończymy opis stratygraficzny,

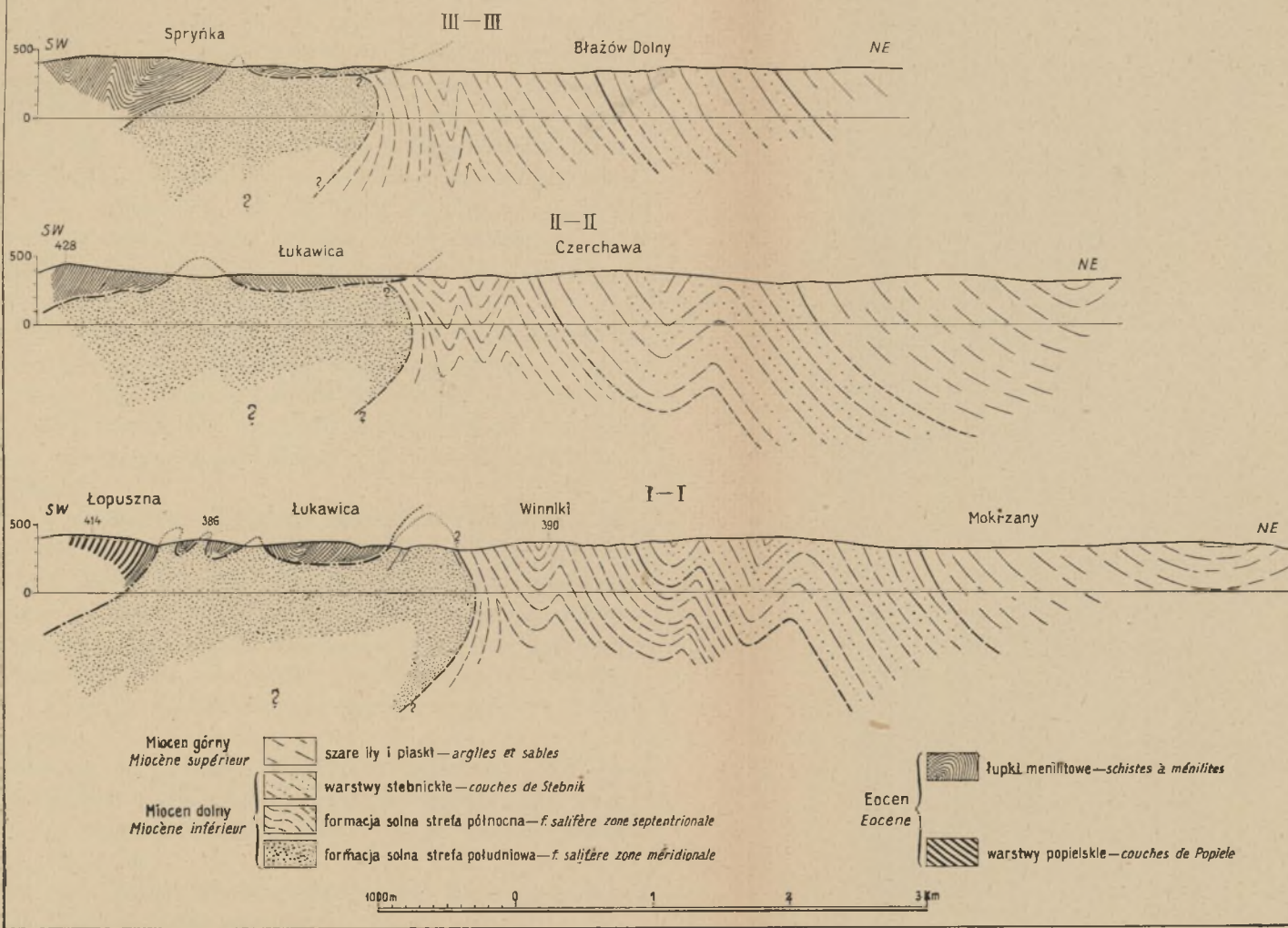
# Przekroje

Oddział geologiczny S.A. Pionier

Service géologique de la Soc. An. Pionier à Lwów

H. Teisseyre

Przekroje geologiczne brzegu karpackiego w okolicach Spryni i Czerchawy  
*Coupes géologiques dans les environs de Sprynia et Czerchawa*





pomijając utwory czwartorzędowe, które zostały opisane w specjalnej pracy<sup>1</sup>.

### Tektonika

Wspomniano już na wstępie, że południowo-zachodnią część obszaru zbadanego tworzy nasunięcie fliszu brzeżnego, zaś część północno-wschodnią budują utwory miocenijskie, na które flisz wspomniany nasuwa się. Brzeg nasunięcia Karpat zaznaczający się w odsłonkach przebiega przez południową część Uroża, Łopuszną, Monasterzec, Spryńkę i Błazów, pokrywając się z brzegiem orograficznym gór. Na północ od tego brzegu zbudowanego z litych mas fliszowych, natrafiono w szybkach poszukiwawczych wychodnie serii menilitowej, ukrytej bądź to pod zwietrzeliną zboczową (Uroż), bądź też pod glinami czwartorzędowymi (Łukawica, Monasterzec, Błazów). O tych sztucznych odsłonkach wspomniano już przy opisie stratygraficznym.

Załączona mapa wykazuje, że szybki omawiane należą do trzech różnych płyt formacji menilitowej, leżących na zewnątrz od litego brzegu fliszowego, a pooddzielanych od siebie wychodniami formacji solnej. Od wschodu ku zachodowi wyróżnić można płyty następujące: płyt Uroża (1), płyt Łukawicy (2), i płyt Błazowa (3).

Płyty 1 i 2 oddziela od brzegu orograficznego Karpat wyraźne obniżenie morfologiczne, które prawdopodobnie łączy się z wychodniami formacji solnej. Wielkie masy glin a miejscami i torfy kopalne pokrywają tu teren w zupełności, nie odsłaniając nigdzie starszego podłoża. Cztery szybki poszukiwawcze wykonane w omawianym obniżeniu, nie zdołały przebić utworów czwartorzędowych, z powodu stosunkowo znacznej ich miąższości i silnego przyływu wody.

Płat Błazowa (3) poznano stosunkowo najslabiej, wykonując na nim jedynie dwa szybki poszukiwawcze. Sądząc z morfologii łączy się on z łupkami menilitowymi, które w okolicy Spryni budują brzeg karpacki.

Opisane trzy płyty tłumaczą jako resztki erozyjne łupków menilitowych skiby brzeżnej, nasuniętych zupełnie płasko, i »pływających« na formacji solnej. Za koncepcją tą przemawiają: 1) wykształcenie skał budujących omawiane płyty, zgodne z wy-

<sup>1</sup> Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Stary Sambor. Sprawozd. P. I. G. T. VIII, z. 2, Warszawa 1935.

kształceniem facjalnym menilitów brzegu karpackiego; 2) przybliżony obraz intersekcyjny wynikający z odsłonek szybikowych. Widzimy, że szybiki odsłoniły formację solną na zboczach wzgórz, których partie szczytowe zbudowane są z serii menilitowej (Łukawica, Błażów).

O płaskim zaleganiu nasunięcia brzeżnego na przykarpackiej formacji solnej świadczą prócz faktów opisanych także okna utworów solonośnych, odsłonięte w wykopach na prawym brzegu Bystrzycy w Urozu (obacz mapę). Okna te mieszczą się w obrębie mas fliszowych budujących brzeg orograficzny Karpat. Odpowiadają one drugorzędnym spiętrzeniom antyklinalnym. Przebieg tych spiętrzeń nie da się jednakże ustalić z powodu braku odsłonek i dostatecznej ilości szybików poszukiwawczych.

Brak odsłonek stwarza również duże trudności przy interpretacji charakteru tektonicznego południowej strefy formacji solnej. Jest rzeczą bardzo prawdopodobną że wspomniana strefa odpowiada pod tym względem formacji solnej fałdu borysławskiego. Przemawia za tym położenie jej u czoła i w osadzie tektonicznej fliszu brzeżnego. Można się zatem spodziewać, że pod płaszczem ochronnym ilów solnych strefy południowej kryje się jądro fliszowe, zgodnie z koncepcją przyjętą na załączonych przekrojach.

Utwory fliszowe mogą występować również w podłożu północnej strefy formacji solnej. Strome sfałdowanie tej strefy stwarza jednakże warunki dla wierceń mniej zachęcające.

Strefa wspomniana wiąże się stratygraficznie z wyżej-  
ległymi warstwami stebnickimi, o czym wspomniano już powyżej. Warstwy stebnickie tworzą na obszarze zbadanym smugę ograniczającą formację solną od północy i zapadającą w tym kierunku pod utwory tortońskie, ułożone w głęboką i rozległą synklinę. Na zachód od potoka Czerchawa seria stebnicka wykazuje zapady dość strome monoklinalnie ku NE zwrócone. Ku wschodowi od wspomnianego potoka następuje wtórne sfałdowanie się warstw stebnickich i w związku z tym znaczne rozszerzenie się strefy z warstw tych zbudowanej.

Opisane odcinki strefy stebnickiej rozdziela poprzeczna dyslokacja (fleksura?) z zapadem zwróconym ku zachodowi. Fleksura ta łączy się z wyraźną poprzeczną elewacją (elewacja Czerchawa—Sprynia), która zaznacza się na załączonej mapie wyraźnym cofaniem się brzegu karpackiego ku południowi w dolinie Spryni

(Monasterzec) oraz przesunięciem strefy stebnickiej ku północy w Czerchawie. Elewację Czerchawa—Sprynia ogranicza od zachodu depresja Błażowa, zaś od wschodu depresja Uroża. W obu tych miejscowościach brzeg Karpat wysuwa się ku północy. Silne wygięcie zewnętrznych elementów karpackich dostrzegamy zwłaszcza w depresji Uroża.

### H. Teisseyre

Service géologique de „Pionier” Soc. An.  
pour la prospection et l'extraction des  
minéraux bitumineux. Lwów

## Résultats des recherches géologiques du pétrole aux environs de Czerchawa et de Sprynia (feuille de Stary Sambor)\*

Au cours de ses recherches de nouveaux gisements de pétrole dans la région subkarpatique, la Section de Géologie de la Société »Pionier« s'est particulièrement intéressée à une zone qui avait été déterminée par B. Bujalski comme formation salifère périkarpatique<sup>1</sup>. D'accord avec cet auteur, on peut considérer la formation en question comme représentant la couverture des éléments frontaux du flysch qui se trouvent en profondeur. Cette hypothèse est corroborée par ce que nous savons au sujet du pli profond de Borysław ainsi que par les sondages de Starunia, Dźwiniacz et Niebyłów. Nous ne nous occuperons pas ici de considérations générales sur la stratigraphie et la tectonique de la formation salifère subkarpatique ni de son importance pour l'exploitation du pétrole en Pologne, mais nous nous en tiendrons strictement aux limites définies par le titre du présent article. Nous insisterons par contre sur la seconde prémisse de notre hypothèse à savoir que, dans le flysch profond, en dessous de la formation salifère, l'on peut s'attendre à trouver des gisements bitumineux importants dans les élévations transversales

\* Travaux de la Soc. An. »Pionier«.

<sup>1</sup> B. Bujalski: Budowa geologiczna przedgórze Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. (La structure géologique de l'avant-pays des Karpates Orientales entre la Łukwia et la Rybnica). Sprawozdanie P. I. G. T. VI, 2. 2 Bull. du Serv. Géol. de Pologne T. VI, Fasc. 2) Warszawa 1935.

ou bien dans leurs flancs. Borysław, Bitków, Rypne et Niebyłów peuvent être cités en confirmation de cette règle générale bien connue.

Les recherches de la Section de Géologie de la Société »Pionier« effectuées le long du bord des Karpates se sont également étendues à la région qui se trouve entre le haut Dniestr et la Bystrzyca (feuille de Stary Sambor, 1930—1931). On y a noté une élévation bien distincte, transversale par rapport aux Karpates, qui culmine le long d'une ligne passant par Sprynia et Czerchawa (élévation de Czerchawa—Sprynia). On a étudié cette région en détail en 1937. Les affleurements relativement peu nombreux ont été complétés par des puits à main d'une profondeur sommaire de 621 m (86 puits dans les localités de Czerchawa, Błazów, Sprynka, Monasterzec, Łukawica, Łopuszna Uroż et Winniki). 23 de ces puits n'ont pas dépassé le quaternaire, les autres ont fourni d'abondantes données géologiques complétant celles fournies par les affleurements et ils ont permis de se rendre compte de la structure géologique dans les limites exigées, pour procéder à des recherches plus poussées au moyen de sondages. Etant donné l'importance de ces recherches pour l'industrie du pétrole, la Soc. »Pionier« se décide d'en publier les résultats dans le but d'encourager les capitaux engagés à procéder à des travaux de prospection.

### **Esquisse stratigraphique**

La carte accompagnant notre article représente la région qui a été étudiée en détail. On y distingue avant tout la masse du flysch bordier, charrié du Sud, ainsi que les formations miocènes qui constituent son soubassement et son avant-pays. La partie la plus avancée du charriage flyscheux est constituée par des couches de Popiele et des schistes ménilitiques éocènes. Le Miocène se divise en zones parallèles aux Karpates et de plus en plus récentes à mesure qu'elles s'éloignent des montagnes, soit, du SW au NE: formation salifère, argiles bigarrées de la série de Stebnik, argiles grises et sables tortoniens. La carte et la coupe ci-après représentent la distribution horizontale et verticale ainsi que les relations réciproques de ces formations.

Nous commencerons la description stratigraphique de ces formations par la plus ancienne d'entre elles, les couches de Po-

piele. Elles se composent principalement de schistes argileux et de schistes verts ou gris-verts qui contiennent souvent des blocs exotiques isolés (calcaires blancs) et des intercalations de conglomérats et de grès à hiéroglyphes calcareux. Les schistes sont plus ou moins sablonneux.

Les schistes ménilitiques surjacents sont caractérisés — comme d'habitude — par des intercalations de silex au mur. Dans la partie la plus élevée, les schistes ménilitiques sont plus ou moins marneux et présentent des intercalations argileuses grises ou gris-vertes. Les sables et les grès à bancs épais y sont fréquents; leurs grains grossiers ou inégaux. A côté de grains de quartz, ils contiennent souvent une proportion parfois relativement élevée de lamelles de mica. On y rencontre également, ça et là, des débris de calcaire blanc ainsi que des grains de phyllades rouges et vertes.

On note des schistes ménilitiques avec silex au mur dans les affleurements d'Uroź, Łopuszna, Monasterzec, Spryńka et Błażów. On a rencontré la partie la plus élevée de cette série dans cinq puits à main à Łukawica, à l'Ouest de la grande route, à l'endroit indiqué sur la carte par le chiffre 2. On y observe des sables et des grès friables en bancs épais, de composition analogue à ceux qui apparaissent sur le bord orographique des Karpates. Les intercalations de schistes argileux, généralement altérés, sont brunes, grises ou gris-vertes. On a découvert des dépôts identiques dans les flancs de la colline de 401 m, entre Monasterzec et Błażów (chiffre 3). Ces mêmes sables, grès friables et schistes argileux apparaissent également dans la berge à pente raide de la Bystrzyca à Uroź ainsi que dans les versants de la colline de 388 m à Łukawica (chiffre 1). On n'a trouvé de grès compacts, gris-bleuâtres, à côté de schistes bruns, que dans un seul puits à main (pendage 45° SW) dans la coupe de la Bystrzyca. Ces grès contiennent de nombreux petits nodules de pyrite. A cette exception près, la composition de leurs grains ne diffère pas de celle des sables non cimentés de la série ménilitique.

Les dépôts miocènes sur lesquels sont charriés les schistes ménilitiques venus du Sud débutent par la formation salifère qui, dans la région à l'étude peut être divisée en deux zones: méridionale et septentrionale. Il est impossible de préciser exactement la limite entre ces deux zones, étant donné la ressemblance de leur faciès et le petit nombre d'affleurements. Il n'a même pas

été possible de décider si ces zones sont reliées entre elles ou bien si elles sont séparées par une surface de charriage. Le trait interrompu, fin, indique sur la carte leur limite approximative.

La zone salifère méridionale se compose de schistes argileux et de schistes plastiques gris foncés ou cendrés, parfois verdâtres. L'alternance de couches très minces de ces teintes diverses résulte en une bigarrure délicate du dépôt. Par places, les couches salifères ont été réduites en brèche et se composent de débris anguleux d'argiles schisteuses, de grès et de gypse. Le gypse apparaît souvent sous forme de débris, de couches très minces ou bien de dépôts secondaires localisés dans les fissures où ils prennent l'aspect de cristaux fibreux. Les sources salées sont nombreuses.

La zone salifère septentrionale se relie par un terme de transition stratigraphique distinct à la série des marnes bigarrées de Stebnik qui la surmontent. Cette zone se compose d'argiles plastiques et, plus rarement, de schistes argileux, plus ou moins calcaireux et souvent rubanés. Quand ces schistes sont imprégnés d'eau, ils sont en général gris foncé ou même presque noirs. On y note néanmoins souvent des bandes de quelques millimètres jusqu'à quelques centimètres d'épaisseur, de teinte violette, verte, gris clair ou gris foncé. Le coloris de ces bandes devient plus vif vers le toit de la formation salifère. Ces bandes de couleur constituent une exception dans les argiles de la zone salifère méridionale. Les intercalations de grès calcaireux micaceux rappelant les grès salifères de la série de Stebnik sont très caractéristiques pour la zone salifère septentrionale. Les sables et les grès grossiers — se rapprochant parfois de conglomérats — constitués presque exclusivement des débris anguleux de phylites vertes, grises, violettes, rouge brique ou cerise, méritent une mention spéciale. Le gypse se présente souvent sous forme de veines, d'amas irréguliers ou d'intercalations très minces entre les couches d'argile. On a noté en plusieurs endroits des efflorescences de sel et des sources salées.

Le toit de la formation salifère est constitué des marnes bigarrées de la série de Stebnik. Ces marnes peu résistantes, toujours argileuses, forment des couches de quelques à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur.

Les intercalations de grès constituent des bancs minces ou épais. Ces grès sont friables, calcaireux, à mica, et contiennent souvent une adjonction de phyllades vertes et grises.

La série de Stebnik passe vers le haut à des formations

tortoniennes composées d'argiles grises alternant avec des sables. Ces argiles sont toujours sablonneuses et micacées. Les sables contiennent une proportion variable de lamelles de mica, du détritrus végétal charbonneux et — assez souvent — un peu de substance argileuse.

Notre description stratigraphique se termine par les dépôts tortoniens, étant donné que les formations quaternaires constituent l'objet d'une étude à part<sup>1</sup>.

### Tectonique

Ainsi qu'il en a été fait mention au début de cet article, le Sud-Ouest de la région à l'étude est constitué par le charriage du flysch bordier tandis que le Nord-Est se compose de formations miocènes, chevauchées par le flysch. La limite du charriage karpatique qui apparaît dans les affleurements traverse la section orientale d'Uroź, Łopuszna, Monasterzec, Spryńka et Błażów et coïncide avec le bord orographique des montagnes. Au Nord de ce bord, formé des masses homogènes du flysch, les puits à main ont rencontré des affleurements de roches appartenant à la série ménilitique, masqués soit par les produits de décomposition du versant (Uroź), soit par des argiles quaternaires (Łukawica, Błażów). Ces affleurements artificiels ont déjà été mentionnés dans la description stratigraphique.

La carte ci-inclus montre, que les puits à main en question ont pénétré trois lambeaux différents de la formation ménilitique qui se trouvent à l'extérieur du bord flyscheux compact et qui sont séparés par des affleurements de la formation salifère. En procédant de l'Est vers l'Ouest on distingue les lambeaux suivants: lambeau d'Uroź (1), lambeau de Łukawica (2), et lambeau de Błażów (3).

Les lambeaux (1) et (2) sont séparés du bord orographique des Karpates par une dépression morphologique bien distincte, qui se rattache en toute probabilité aux affleurements de la formation salifère. De grandes masses d'argiles et, par places, de tourbe fossile recouvrent complètement le soubassement ancien qui n'affleure nulle part dans la région. Les quatre puits à main

---

<sup>1</sup> Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Stary Sambor. Sprawozd. P. I. G. T. VIII, z. 2, Warszawa 1935. (Le Quaternaire dans l'avant pays de la feuille de Stary Sambor. Bull. Serv. Géol. de Pologne. T. VIII, fasc. 2).

de prospection creusés dans cette dépression n'ont pas réussi à traverser les formations quaternaires de part en part à cause de leur épaisseur relativement grande et d'une infiltration considérable d'eau.

Le lambeau de Błażów (3) est le moins bien connu; on n'y a creusé que deux puits à main. A en juger par les données morphologiques, il se relie aux schistes ménilitiques qui constituent le bord des Karpates dans les environs de Sprynia.

L'auteur considère les trois lambeaux en question comme des témoins d'érosion des schistes ménilitiques de la «skiba» bordière qui ont été charriés dans une position strictement horizontale et qui «nagent» sur la formation salifère. Cette conception est appuyée: 1) par le faciès des roches dont sont formés les lambeaux, concordant avec le faciès des formations ménilitiques du bord des Karpates et 2) par les puits à main, qui ont pénétré dans la formation salifère sur les versants des hauteurs, dont les sommets appartiennent à la série ménilitique (Łukawica, Błażów).

La position presque horizontale du charriage bordier sur la formation salifère contigue aux Karpates est également corroborée par des fenêtres de formation salifère que l'on peut observer dans des excavations sur la rive droite de la Bystrzyca à Uroż (v. carte). Ces fenêtres sont situées dans la région des masses flyscheuses dont est formé le bord orographique des Karpates. Elles correspondent à des élévations anticlinales secondaires. Il n'est pas possible de préciser le parcours de ces élévations vu le manque d'affleurements et le nombre insuffisant de puits à main.

L'absence d'affleurement rend également fort difficile l'interprétation tectonique de la formation salifère méridionale. Il est néanmoins fort probable que cette dernière correspond sous ce rapport à la formation salifère du pli de Borysław. Sa position sur le front et dans l'encadrement tectonique du flysch bordier témoigne en faveur de cette hypothèse. On doit par conséquent s'attendre à ce qu'un noyau de flysch soit masqué par la couverture des argiles salifères de la zone méridionale, selon la conception sur laquelle sont basées les coupes de la présente étude.

Les formations du flysch peuvent également être présentes dans le soubassement de la zone septentrionale de la formation salifère. Toutefois, les plis à couches fortement redressées de cette zone ne sont pas encourageants pour les sondages.



Au point de vue stratigraphique la zone en question se rattache aux couches de Stebnik surjacentes. Dans la région étudiée, les couches de Stebnik forment une bande délimitant la zone salifère au Nord. Ces couches plongent dans la même direction sous les dépôts tortoniens qui forment un synclinal étendu et profond. A l'Ouest du torrent de Czerchawa, la série de Stebnik présente des pendages assez accusés, monoclinaux, orientés vers le Nord-Est. On y observe un plissement secondaire à l'Est du torrent mentionné et un élargissement consécutif considérable de la zone où apparaissent les couches de la série en question.

Les tronçons de couches de Stebnik qui viennent d'être décrits sont séparés par une dislocation transversale à pendage orienté vers l'Ouest. Cette flexure se rattache à une élévation transversale bien nette (élévation de Czerchawa—Sprynia) qui se traduit sur la carte accompagnant le présent article par un recul distinct du bord des Karpates vers le Sud dans la vallée de Sprynia (Monasterzec) ainsi que par le déplacement vers le Nord de la zone de Stebnik à Czerchawa. L'élévation de Czerchawa—Sprynia est délimitée à l'Ouest par la dépression de Błażów et à l'Est par celle d'Uroż. Dans ces deux localités le bord des Karpates avance vers le Nord. La courbure des éléments karpatiques est particulièrement accusée dans la dépression d'Uroż.

---

**Andrzej Bolewski**

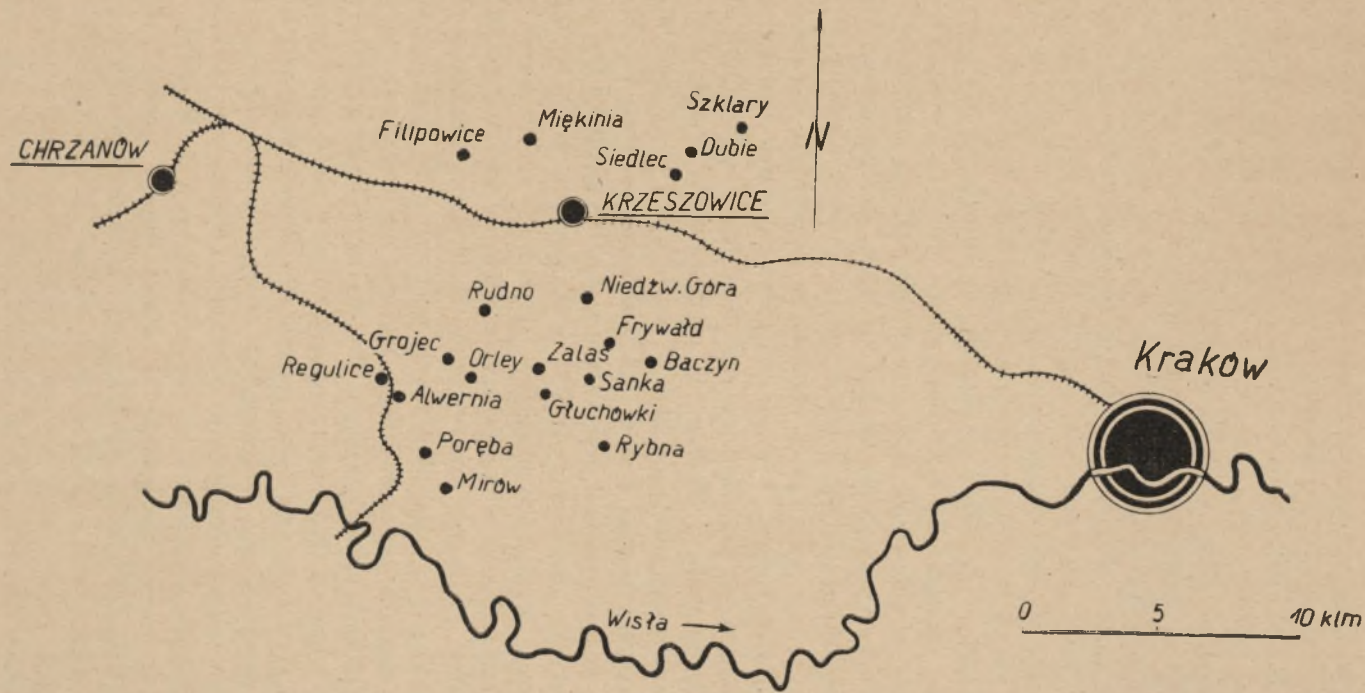
## Zagadnienie „kalifikacji“ krakowskich skał magmowych

*Das Problem der „Kalifikation“ der Krakauer Magmagesteine*

### Wstęp

Z. Rozen (14), opracowując w roku 1909 skały wylewne występujące w okolicach Krakowa, zauważył, że niektóre skały zmienione są zasobniejsze w  $K_2O$  od skał świeżych. Zjawisko to tłumaczył wietrzeniem. Autor ten wykazał duże różnice pod tym względem w porfirach z Miękini, Zalasu oraz »melafirach« z Regulic i Poręby-Belwederu (ryc. 1). Z. Rozen porównywał skały zwietrzałe ze świeżymi, wyliczając różnicę procentowej zawartości poszczególnych składników. Wzrost zawartości  $K_2O$  w zwietrzalej skale z Miękini wynosił: 3,15%-wag., z Zalasu — 2,71%, a dla skał z Regulic i Poręby-Belwederu sięgał nawet 6,35%. Poza wzrostem zawartości  $K_2O$  stwierdził podnoszenie się ilości  $SiO_2$  i słabiej  $+H_2O$ ; inne składniki zachowały się chwiejnie ( $Al_2O_3$ ), albo też wykazywały ubytek. Z. Rozen przypuszczał, że  $K_2O$  koncentruje się w produktach pozostałych po zwietrzałych minerałach femicznych i plagioklazach; przypuszczał wymianę  $CaO$  i  $Na_2O$  przez  $K_2O$  połączoną z tworzeniem się wtórnego ortoklazu. W ten sposób przeobrażona skała mogłaby dopiero w dalszym rozwoju wietrzenia ulec kaolinizacji. Z. Rozen twierdził, że w tym pierwszym »potasowym« stadium wietrzenia, określonym przez niego mianem *kalifikacji*, nie powstaje kaolin lub serycyt.

Badania diabazów z Niedźwiedziej Góry, wykonane przez J. Brodera (3), wykazały dwa rodzaje wietrzenia tych skał: pierwsze rozpoczynające się rozkładem plagioklazów; drugie zaś



Ryc. 1. — Fig. 1.

zapoczątkowane niszczeniem minerałów femicznych. W obu przypadkach stwierdził powstawanie serycytu.

J. Kuhl (10), opracowując technicznie skałę z Filipowic, określaną nazwą »tuf«, zwrócił uwagę na jej porfirową budowę i brak szkliwa, które jest charakterystycznym składnikiem tufów. Zauważył występowanie substancji ilastych i kaolinu. Podobnie jednak do Z. Rozena przypuszczał, że jest to skała skalifikowana i że występują w niej wtórne »bliżej nieokreślone krzemiany potasu«.

W roku 1935 autor (1) poznał nowy punkt występowania przeobrażonej skały magmowej koło Siedlca (6 km NE Krzeszowic). Spośród dotychczas znanych porfirów krakowskich, niektóre odmiany tej skały wyróżniają się silniejszym wybieleniem i wysoką zawartością  $K_2O$  dochodzącą do 7,13%-wag. Daleko posunięte przeobrażenie przy utrzymaniu tak znacznej ilości  $K_2O$  nasunęło przypuszczenie, że jest to skała skalifikowana. Mimo rozwinięcia dużych robót górniczych: 3 szyby (jeden do głębokości 51 m) oraz 140 m chodników poziomych, nie zdołano odślonić skały świeżej. Tym samym niemożliwe było przesłedzenie rozwoju procesu przeobrażającego tę skałę. W ogłoszonym drukiem opisie skały z Siedlca (2) przedstawiłem wyniki badania skały zmienionej, opisałem biały il występujący w jej szczelinach, oraz podałem wyniki badań nad wpływem roztworu  $K_2CO_3$  na skałę w różnym stopniu przeobrażoną. Analizy próbek i wyciągów otrzymanych działaniem  $H_2SO_4$  wykazały, że  $K_2O$  występuje przeważnie w postaci minerałów odpornych na działanie tego odczynnika. Badania mikroskopowe ujawniły znaczne podobieństwo skały, zwłaszcza prakryształów skaleni, do opisanych przez Z. Rozena (14) skalifikowanych porfirów z Miękini i Zalasau. W tym zakresie przeprowadzone badania nie dostarczyły podstaw do wyjaśnienia istoty kalifikacji. Nie został stwierdzony mineralny sposób wiązania  $K_2O$  oraz związek między skałą przeobrażoną i ilami występującymi w jej szczelinach. Rozważania nad kalifikacją doprowadziły do ogólnych uwag o pokrewieństwie tego procesu z wietrzeniem ilastym, silifikacją i feldspatyzacją. Wnioski nie odbiegały zasadniczo od dawnej koncepcji Z. Rozena.

Jest rzeczą szczególną, że mimo silnego rozwoju współczesnych badań nad przeobrażeniem i wietrzeniem skał magmowych, nigdzie nie zostały zaobserwowane zjawiska podobne do kalifikacji, której istota nie jest dotychczas dokładnie określona.

Celem rzucenia nowego światła na kalifikację skał okręgu

krakowskiego wykonałem dalsze badania. Punktem wyjścia w tych badaniach było stwierdzenie przez Z. Rozena (14) istnienia w obrębie zarówno porfirowych jak i melafirowych-diabazowych pochodnych magm krakowskich odmian silnie różniących się przede wszystkim zawartością  $K_2O$ . Według wspomnianego autora potasowe ogniwa obu szeregów miały być produktami szczególnego rodzaju wietrzenia czy też przeobrażenia skał pierwotnych, poznanych w materiałach niezmienionych. Jednakże analizy Z. Rozena, o ile to można z tekstu wywnioskować, nie dotyczyły — co podkreślam — materiałów geologicznie ze sobą powiązanych. W odnośnej pracy tego autora nie znajduje się bowiem bezpośrednich dowodów na to, że pochodne skalifikowane wiążą się genetycznie z ogniwami świeżymi. W dyskusji nad zagadnieniem kalifikacji, profesor J. Tokarski zwrócił moją uwagę na to, że wobec braku szczegółowego zdjęcia geologicznego magm krakowskich (zdjęcie St. Zaręcznego z roku 1894 jest obecnie niewystarczające) nic nie stoi na przeszkodzie wysunięciu zagadnienia obecności dwóch serii skał magmowych. Sprawa ta tym bardziej staje się aktualna wobec stwierdzenia alkaliczno-wapiennych i potasowych skał prawdopodobnie wieku permo-karbońskiego (15) na Wołyniu, gdzie J. Tokarski i M. Kamiński (7, 17) stwierdzili występowanie obok siebie alkaliczno-wapiennych bazaltów i potasowych trachitów związanych ze sobą geologicznie. J. Tokarski odkrywa wśród przedstawicieli dyferencjacyjnych granitów tatrzańskich pochodne potasowe, określone przez niego mianem »izofema 6«, które odznaczają się względnie dużym nagromadzeniem  $K_2O$  (ortoklaz)<sup>1</sup>. Ostatnio ukazała się w 12. *Biuletynie P. I. G.* (str. 13) analiza E. Chlipalskiej tufitu z Bocianówki na Wołyniu, która to skała składem chemicznym nie różni się od skalifikowanej skały Z. Rozena z Poręby-Belwederu (14). Podobną analizę do tych skał okazuje trachit sanidynowy z Janowej Doliny analizowany obecnie przez H. Gawińską w Zakładzie Mineralogii i Petrografii U. J. K. we Lwowie<sup>2</sup>.

Zagadnienie więc kalifikacji skał krakowskich przedstawia się zatem w chwili obecnej alternatywnie:

<sup>1</sup> Informacja ustna, odpowiednia publikacja w przygotowaniu do druku.

<sup>2</sup> Wiadomość ustna od profesora J. Tokarskiego.

1) zauważone przez Z. Rozena produkty zasobne w  $K_2O$  (skalifikowane) są rzeczywiście lawami wtórnie przeobrażonymi w sposób dotychczas bliżej nieokreślony, albo też

2) w okręgu krakowskim istnieją dwa szeregi law genetycznie odrębnych.

Pierwsza z tych alternatyw mogła by być przyjęta wówczas, gdyby się okazało, że świeże skały krakowskie (porfiry, melafiry, diabazy) wietrzejąc wiążą się, bezpośrednio geologicznie w danych profilach, w szereg nagromadzający stopniowo coraz większe ilości  $K_2O$ . W tym przypadku pozostałby jedynie do wyjaśnienia charakter samego procesu kalifikacji. W razie braku takich profili nabiera znaczenia, jako jedyny sposób wyjaśnienia, przyjęcie obecności dwóch serii magmowych (alkaliczno-wapiennej i potasowej) podobnie jak to stwierdzono na Wołyniu.

Biorąc pod uwagę obie alternatywy przeprowadziłem badania, których wyniki zestawiam poniżej.

## I. Profil kamieniołomu w Miękini

Główna ściana kamieniołomu Miast Małopolskich w Miękini koło Krzeszowic odsłania 40—50 metrów wysoki profil złoża porfirowego częściowo osłoniętego erozyjnie zniszczoną pokrywą dolomitów triasowych (14). Na znacznej części tego profilu, erozja rzeczki Miękiniki sięgnęła głębiej niszcząc również górne części złoża porfirowego. W tych punktach porfir występuje bezpośrednio na powierzchni. Roboty eksploatacyjne, prowadzone koło wieży spustowej nr 1 i wieży triangulacyjnej, odsłoniły całkowity profil porfiru i skal nadległych. Z tych miejsc pobrałem próbki do badań (ryc. 2).

Dolna część profilu jest utworzona z szarowiśniowej zwięzłej skały z dużymi prakryształami skaleni, kwarcu i biotyту. Porfir ten jest wydobywany na dwóch poziomach eksploatacyjnych jako materiał drogowy i budowlany. Ku stropowi, świeża skała łagodnie przechodzi w odmiany zwietrzałe tworzące około 10 m profilu. Przejście to, z reguły bardzo łagodne, można dostrzec w górnej części ściany na wyższym poziomie eksploatacyjnym. Roboty prowadzone na tzw. odkrywce (poziom najwyższy) odsłaniają technicznie bezwartościową skałę silnie zwietrzałą, w stanie wilgotnym barwy różowawo-fioletowej (próby 2—4), z wyraźnie odcinającymi się, na tym tle, zmienionymi białymi prakryształami



Ryc. 2. — Fig. 2.

skaleni. Profil złoża porfirowego zamykają skały zupełnie zwietrzałe: rdzawe (miąższość do 1,20 m) i białawe (miąższość do 60 cm — próba 5). Równocześnie ze zmianą barwy skały zmniejsza

się jej mechaniczna wytrzymałość. Skala świeża wytrzymuje do 2260 kg/cm<sup>2</sup> (16), odmiany białawe dają się kruszyć w palcach. W miarę postępowania do skał zwietrzałych zaciera się, właściwy świeżemu porfirowi, gruboprzyrmatyczny cios.

Bezpośrednio nad zupełnie zwietrzałym, kruchym, białawym porfirem występuje 60 cm miąższości zwarta partia wylewnej skały przeobrażonej (ryc. 2 — próba 6). Od zwietrzałego porfiru wyróżnia się w profilu przyrmatycznym ciosem i większą zwięzłością. Wyrażna granica obu skał jest silnie podkreślona różnicą własności mechanicznych. Liczne infiltracje rdzawe oraz szarordzawa barwa, na pierwszy rzut oka, upodabnia tę skałę do nadległych dolomitów. W innych częściach robót można stwierdzić, w spągu skał osadowych, liczne bloki i otoczaki tej skały stropowej.

#### a) Analiza mikroskopowa

Megaskopowe zmiany wywołane wietrzeniem porfiru wyraźnie ujawniają się w badaniu mikroskopowym. Świeża skała okazuje budowę porfirową z mikrogranitowym ciastem skalnym. Duże, niekiedy do 6 mm, prakryształy skaleni, kwarcu i biotyty odcinają się na tle drobnoziarnistego ciasta barwy czerwonej od rozsianego pyłu hematytowego. Wśród najczęstszych prakryształów skaleni, przeważają plagioklasy nad ortoklazem, który występuje w zbliżniaczonych osobnikach o budowie pasowej. W częściowo zmienionych prakryształach plagioklazów dostrzec można drobne ilości wtórnego kalcytu. Większe spośród nich, przeważnie zbliżniaczone wedle prawa albitowego pomierzone na dwóch okazach, przynależą do oligoklazu o formule  $Ab_{75}An_{25}$ , co jest zgodne z obserwacjami Z. Rozena (14). Mniejsze natomiast prakryształy skaleni należą do labradoru. Znacznie rzadsze, wśród prakryształów, kwarcie są magmowo skorodowane podobnie zresztą jak i skalenie. Zarysy prakryształów biotyty są zatarte szerokim ciemnym obrzeżem utworzonym z nieprzejrzystych tlenków metalicznych. W niektórych osobnikach, mimo silnej resorpcji, ujawnia się jeszcze dość wyraźna, niezmieniona, pierwotna treść o silnym pleochroizmie w przekroju prostopadłym do (001) w barwach:  $\alpha$  — żółtozielonawym,  $\gamma$  — czerwono-brunatnym. Niektóre osobniki są schlorytyzowane. Bardzo rzadkie są zupełnie zmienione, zresorbowane prakryształy amfibolu. Ciasto skalne tworzą skalenie (oligoklaz i skałen potasowy), drobne osobniki kwarcu, strzępy biotyty i pył hematytowy. Obecny jest rutyl, apatyt i cyrkon.



W obrazach mikroskopowych skały zwietrzałej, tworzącej wyższe części profilu, można zauważyć następujące charakterystyczne cechy: kwarciec pozostaje bez zmiany optycznych własności; prakryształy biotyty zachowują się niejednakowo, część jego osobników wykazuje większą odporność i można je jeszcze obserwować nawet w skale silnie zmienionej. Przeważnie jednak minerał ten wietrzeje znacznie wcześniej. Równocześnie z jego rozkładem następuje limonityzacja tlenków metalicznych, tworzących obwódki resorbcyjne. Prakryształy skaleni wietrzeją różnie, zależnie od składu chemicznego. Najszybciej i najenergiczniej niszczone są osobniki, obwódki i ośrodki zasadowe, o czym świadczą znaczne ilości odpowiednio rozmieszczonego kalcytu. Charakterystyczne formy przemian strukturalnych skaleni, podkreślane przez Z. Rozena (14), występują tutaj również aczkolwiek sporadycznie. W odpowiednich osobnikach część przekroju została zmieniona w gruboziarniste agregaty słabodwójłomne. Formy takie, mniej lub więcej liczne, występują we wszystkich odmianach opisywanych skał, a także w skale stropowej. Do zagadnienia tego powrócę w dalszym ciągu pracy. Rzadko spotyka się częściowo lub całkowicie zsercytyzowane skalenie potasowe. Zmiany w cieście skalnym rozpoczynają się rozkładem minerałów femicznych, limonityzacją hematytu stanowiącego źródło żelazistych infiltracji występujących w bardziej zwietrzałej skale. Znikają wyraźne zarysy, tkwiących w cieście skalnym, ziarn plagioklazów, równocześnie tracących swoją pierwotną świeżość. W cieście pojawiają się również liczne spękania częściowo wypełnione kalcytem, co wskazuje na rozluźnienie zwięzłości skały.

Stwierdzona w stropie zupełnie zwietrzałych porfirów przeobrażona skała wylewna jest barwy rdzawoszarej z licznymi infiltracjami substancji żelazowych. Na tym tle występują zmienione prakryształy skaleni (wielkość do 12 mm), znacznie mniejsze biotyty oraz rzadkie kwarcce. Pod mikroskopem przedstawia ona resztki dawnej budowy porfirowej, przypuszczalnie o mikrogranitowym cieście. Prakryształy stanowią 15,4% powierzchni preparatów. Najczęstsze prakryształy skaleni, o zachowanych zarysach krystalograficznych, okazują swoistą budowę opisaną u porfirów skalifikowanych (14) oraz w przeobrażonej skale z Siedlca (2). Rzadsze zresorbowane biotyty są częściowo zmienione, wybielone lub zasnuwane substancjami żelazistymi. Bardzo rzadkie prakryształy kwarcu są obtopione. W cieście skalnym występują zmienione

minerały femiczne, znaczne ilości kwarcu oraz znane z Siedlca (2) mikrolity. Pod względem budowy mikroskopowej, skała stropowa zajmuje niejako pośrednie miejsce między skałą przeobrażoną z Siedlca (cios, mikrolity, swoista budowa prakryształów skaleni) a porfirem z Miękini (obtopienie prakryształów, resorbcja biotyty).

#### b) Analizy chemiczne prakryształów skaleni z porfiru

Swoista struktura przeobrażonych prakryształów skaleni miała wedle Z. Rozena (14) stanowić mikroskopową cechę skał skali-fikowanych z Miękini i z Zalasu. Zauważyłem ją również w obecnie badanych porfirach, jak to wyżej zazaczyłem opisując profil, w obrębie skał zwietrzałych. Z. Rozen ograniczył się jedynie do wzmianki o tej charakterystycznej strukturze nie podając bliższego wyjaśnienia jej genezy. Opisując natomiast prakryształy ortoklazu w porfirze miękińskim podał dość niezwykle jego cechy, pisząc między innymi: »Prakryształy ortoklazu (niekiedy zupełnie przezroczystego sanidynu) odznaczają się nadzwyczaj wybitną budową. Są one najczęściej bliźniakami karlsbadzkimi, niekiedy dobrze rozwiniętymi. Jedna z połów bliźniaczych bywa zwykle jednorodna, druga zaś zbudowana zonalnie. Zjawisko to powtarza się stale i może być uważane za swoistą cechę ortoklazu porfirów miękińskich« (14).

Sądzę przeto, że na charakter przeobrażenia wspomnianego minerału może rzucić pewne światło jego analiza chemiczna. W tym celu wydzieliłem ze świeżej skały, wziętej ze spągu złoża porfirowego, prakryształy ortoklazu i kwarcu z plagioklazami metodą elektromagnetyczną i sposobem prof. St. Kreutza (9), która była w ostatnich czasach parokrotnie stosowana do precyzyjnego rozdzielania przez profesora J. Tokarskiego (18). Zastosowałem następujący tok postępowania: po utłuczeniu około 750 g skały do największej wielkości ziarn 0,43 mm odsiałem ziarno zupełnie drobne (poniżej 0,10 mm), a następnie w niejednorodnym polu elektromagnetycznym o nasileniu do 12.000 gaussów oddzieliłem czystą, wolną od ciasta skalnego i biotyty, frakcję niemagnetyczną. Frakcja ta składała się z okruczków prakryształów skaleni i kwarcu. Ortoklaz, w ilości 0,35% próby pierwotnej, oddzieliłem sposobem prof. St. Kreutza w bromoformie (c. wł. 2.904) jako frakcję o c. wł. 2.542—2.620. Pozostało 3,07% plagioklazów z kwarcem (c. wł. 2.620—2.712).

W tabeli I podaje analizę chemiczną prakryształów ortoklazu, a w tabeli II racjonalną analizę frakcji plagioklazowo-kwarcowej, której nie mogłem rozdzielić mechanicznie z powodu braku wyraźnych różnic ciężarów właściwych między kwarcem a częścią plagioklazów. Trawienie frakcji plagioklazowo-kwarcowej kwasem solnym wykonałem 3 razy po 48 godzin, a to celem

TABELA I

	%-wagowe Gew.-%	St. cząsteczkowe <sup>1</sup> Molquot. <sup>1</sup>
SiO <sub>2</sub>	62,70	10440
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,07	1969
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	26
FeO	0,03	4
MnO	—	
CaO	1,48	264
MgO	0,18	45
BaO	0,22	14
K <sub>2</sub> O	12,82	1361
Na <sub>2</sub> O	0,87	140
CO <sub>2</sub>	0,14	32
+H <sub>2</sub> O	0,73	405
-H <sub>2</sub> O	0,20	
Suma: Summe:	99,85	

<sup>1</sup> × 10.000.

przybliżonego ilościowego oznaczenia labradoru (19), który był mikroskopowo wyróżniony.

Mimo wzięcia do badań pozornie świeżego porfiru, skalenie są częściowo zwietrzałe, gdyż analizy chemiczne wykazują obecność kalcytu i substancji ilastych. Analiza chemiczna prakryształów ortoklazu ujawnia w nich zawartość 75,74%-wag. skalenia potasowego; resztę stanowią wyliczone z analizy ryczałkowej domieszki plagioklazów (13,79%) o średnim składzie Ab<sub>55</sub>An<sub>45</sub>, substancje ilaste obecne w ilości 7,93%-wag. oraz kalcyt (0,32%). Natury substancji ilastej nie można, wyłącznie na podstawie analizy ryczałkowej, bliżej określić. Sądząc po stosunku Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:H<sub>2</sub>O = 1:2,11 można by ją określić jako kaolin (halloizyt), zaś na podstawie stosunku Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:SiO<sub>2</sub> = 1:4,61 — jako montmorillonit lub tp. Nie jest rzeczą wykluczona, że mam tutaj do czynienia z mechaniczną domieszką kwarcu. W ortoklazie stwierdziłem również

TABELA II

	Rozp. w HCl Lösl. in HCl		Rozp. w H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Lösl. in H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>		Pozostałość Rückstand		Razem Summe	Analiza ryczałtowa Bauschanalyse	
	%-wag. Gew.-%	St. cząst. <sup>1</sup> Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.
SiO <sub>2</sub>	11,75	1958	1,18	197	50,94	8482	63,87	63,97	10651
TiO <sub>2</sub>								0,19	24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								0,05	4
F <sub>2</sub>								0,02	11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,18	606	0,68	67	14,78	1470	21,64	21,66	2125
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	38	0,03	2	0,04	3	0,68	0,61	38
FeO								0,07	10
MnO	0,04	6					0,04	0,06	9
CaO	1,86	332	0,11	20	3,27	583	5,24	5,36	956
MgO	0,19	47	0,02	5	0,05	12	0,26	0,28	69
K <sub>2</sub> O	0,18	19			0,86	91	1,04	1,18	125
Na <sub>2</sub> O	0,64	103			4,51	728	5,15	5,29	853
CO <sub>2</sub>	(0,20)	46					(0,20)	0,20	46
+H <sub>2</sub> O	0,74	411	0,12	67	0,02	11	(0,88)	0,88	489
-H <sub>2</sub> O	(0,40)						(0,40)	0,40	
Suma: Summe:	22,69		2,14		74,47		99,40	100,22	
Oznaczono: Direkte Bestimmung:	22,96		2,48		74,56		100,00		

<sup>1</sup> × 10.000.

niewielką domieszkę skalenia barowego, występującego w ilości 0,53%-wag.

Analiza racjonalna frakcji plagioklazowo-kwarcowej wykazała, zgodnie z dawniejszymi badaniami mikroskopowymi (14), występowanie oligoklaz i labradoru. Obydwa te plagioklasy zawierają domieszkę 8% skalenia potasowego. Nadto stwierdzono występowanie, poza skaleniami, 0,46%-wag. kalcytu, 6,70% substancji ilastych, 0,85% kaolinu i 14,43% kwarcu.

Na podstawie posiadanych danych nie można z należyłą dokładnością ustalić ilościowych stosunków między prakryształami, gdyż część ich uległa rozkruszeniu, część zaś została oddzielona z frakcją magnetyczną. Przybliżony stosunek

$$\begin{array}{l} \text{kwarciec : ortoklaz : oligoklaz : labrador} = \\ = 19 : 10 : 53 : 18 \end{array}$$

Chemiczną budowę skaleni w porfirze z Miękini określa następujące zestawienie:

	Or	Ab	An
Średnio w porfirze (14)	30	52	18
Średnio w prakryształach	16	53	31
Prakryształy ortoklaz	83	9	8
Średnia domieszka plagioklaz			
w prakryształach ortoklaz		55	45
Średni plagioklaz (prakryształy)	8	59	33

Zestawienie to wykazuje, że średni skład chemiczny prakryształów skaleni różni się znacznieszą zawartością An od średniego skalenia wyliczonego z ryczałtowej analizy porfiru. Średnie oznaczenie domieszki plagioklazów w prakryształach ortoklaz ujawnia formułę  $Ab_{55}An_{45}$ , co wskazuje że przeciętny plagioklaz w ortoklacie jest wyraźnie bardziej zasadowy od średniego plagioklaz w prakryształach i wyliczonego z analizy skały. Z tego wynika możliwość wczesnej krystalizacji ortoklaz.

Powyższe analizy rzucają światło na przebieg zmian wtórnych dokonanych diagenetycznie w strukturze prakryształów ortoklaz. Prawdopodobnie w swoistych warunkach klimatycznych uległy destrukcji, w owych prakryształach, przede wszystkim zasadowe domieszki plagioklaz zawarte w ilości 13,79%-wag. Ten przebieg procesu hydrolitycznego spowodował niszczenie pierwotnej struktury prakryształów ortoklaz, które można obser-

wować w zmienionych skałach z Miękini, Zalasu i Siedlca (14, 2), przypuszczalnie niezależnie od pierwotnego wzajemnego stosunku magmowego.

### c) Analizy chemiczne skał

Celem określenia zmian chemicznych następujących w wietrzejących porfirach z Miękini i porównania tych skał ze skałą występującą w ich stropie, wykonałem 5 ryczałtowych analiz próbek pobranych z opisanego profilu koło wieży spustowej nr 1 (ryc. 2). Wyniki tych analiz podaję wraz z analizą świeżego porfiru, wykonaną przez Z. Rozena (14) w tabeli III, zachowując kolejność od skały świeżej ku stropowi. W zestawieniu zamieściłem również obliczenie wartości R.—Z., dokonane sposobem G. Groszera (5), dla zwietrzałych odmian porfiru.

Wyniki analiz chemicznych (tabela III) wykazują, że w miarę postępu wietrzenia porfiru (analizy 1—5) wyraźnie wzrasta zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (z 13,92 do 16,22%); niemal czterokrotnie powiększa się ilość  $+\text{H}_2\text{O}$ ; znacznie natomiast mniej wyraźny jest wzrost zawartości  $\text{SiO}_2$ . Szczególnie interesujące, ze względu na zagadnienie kalifikacji, ilościowe zmiany jakim ulega  $\text{K}_2\text{O}$  w wietrzejącym porfirze w porównaniu ze skałą świeżą, wykazują pewne wahanie. W początkowym okresie wietrzenia, w mało zmienionych odmianach barwy szarowiśniowej, zawartość  $\text{K}_2\text{O}$  nieco wzrasta, dochodząc do 114,7% pierwotnej ilości. Wobec stwierdzenia badaniami mikroskopowymi większej odporności skalenia potasowego w czasie wietrzenia, tę niewielką zmianę można uzasadnić intensywniejszym wietrzeniem minerałów femicznych i plagioklazów. W tych bowiem warunkach może nastąpić względne podniesienie się ilości skalenia potasowego powodujące niewielki wzrost zawartości  $\text{K}_2\text{O}$  wykazany ryczałtową analizą skały. Powyższe przypuszczenie jest potwierdzone zachowaniem się  $\text{K}_2\text{O}$ , które w dalszych stadiach wietrzenia rychło zmienia swój kierunek (analizy 3, 4). W miarę jaśnienia skały, w miarę jej wybielania, następuje stały silny ubytek tego składnika. W zupełnie zwietrzałym kruchym, białawym porfirze zawartość  $\text{K}_2\text{O}$  spada do 1,82%-wag. Ogólnie więc można stwierdzić, że wietrzenie porfiru miękińskiego jest połączone z odprowadzaniem alkaliów z wietrzejącej skały.

Poznane zatem zmiany chemiczne, znajdujące swój obraz w odpowiednich zmianach budowy mikroskopowej, nie wykazują

TABELA III

	1.		2.		3.		4.		5.		6.
	%-wag. Gew.-%		%-wag. Gew.-%	R.—Z.	%-wag. Gew.-%	R.—Z.	%-wag. Gew.-%	R.—Z.	%-wag. Gew.-%	R.—Z.	%-wag. Gew.-%
SiO <sub>2</sub>	67,90						70,10	1,032	71,88	1,059	67,60
TiO <sub>2</sub>	0,76						0,61	0,802	0,24	0,315	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39						0,06	0,154	0,02	0,051	0,08
F <sub>2</sub>	0,06										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,92						15,68	1,126	16,22	1,164	18,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05						2,70	0,885	1,88	0,616	1,85
FeO	0,49						0,32	0,635	0,12	0,244	0,16
MgO	0,94						0,62	0,659	0,32	0,340	0,21
CaO	3,11						1,98	0,637	0,66	0,212	0,40
K <sub>2</sub> O	3,67	4,21	1,147		4,14	1,128	3,27	0,891	1,82	0,496	5,94
Na <sub>2</sub> O	3,40	2,60	0,765		1,82	0,535	1,24	0,364	0,96	0,282	0,89
CO <sub>2</sub>							0,30		0,09		0,08
+H <sub>2</sub> O	1,30						2,55	1,961	4,96	3,815	3,71
-H <sub>2</sub> O	0,92						0,89		1,03		0,88
Suma: Summe:	99,92						100,32		100,20		100,35
<i>ki</i>	8,3						7,6		7,5		
<i>ba</i>	1,09						0,59		0,29		
<i>K</i>	1,00						0,92		0,90		
<i>B</i>	1,00						0,54		0,27		

Analiza 1. Porfir świeży wg Z. Rozena (14). — Frischer Porphy nach Z. Rozen (14).

Analiza 2. Porfir bardzo mało zmieniony, różniący się od skały świeżej wybieleniem prakryształów skaleni. — Porphy wenig verändert.

Analiza 3. Jak 2, próba wzięta nieco wyżej w profilu. — Wie 2, höher entnommene Probe.

Analiza 4. Kruchy, zwietrzały porfir barwy różowawo-fioletowawej. — Bröckliger, verwitterter Porphy.

Analiza 5. Zupełnie zwietrzały porfir barwy rdzawo-białawej. — Ganz verwitterter Porphy.

Analiza 6. Przeobrażona skała ze stropu. — Verändertes Gestein aus dem Hangenden des Porphyrs.

odchyłeń poza zmiany właściwe kwaśnym skałom magmowym (5) ulegającym działaniu czynników klimatycznych o nasileniu nie odbiegającym od klimatu umiarkowanego.

Analiza skały stropowej (tabela III, analiza 6) zestawiona z analizą bezpośrednio sąsiadującego, zwietrzałego, białawego porfiru (analiza 5) ujawnia drastyczną trzykrotnie wyższą zawartość  $K_2O$  (1,82—5,94%). Mniejsze, lecz również nagle różnice wykazuje porównanie oznaczeń  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  i  $H_2O$ . Powyższe różnice, a zwłaszcza specjalnie nas interesująca zmiana zawartości  $K_2O$ , następują tak nagle, że nie można przypuszczać by był to proces nagromadzenia się, z substancji pierwotnych czy też z zewnątrz dostarczonych, przebiegający w obrębie jednego złoża porfirowego. W tym bowiem przypadku spodziewać by się należało raczej zmian łagodniejszych, rozwijających się podobnie np. do opisanego wietrzenia porfiru. Biorąc tutaj pod uwagę wyniki badań geologicznych, wykazujących wyraźną granicę między porfirem a omawianą skałą, jak również opisane różnice budowy megaskopowej i mikroskopowej, stwierdzić można petrograficzną odrębność skały stropowej od niżej w profilu występującego porfiru.

Nadmierna zawartość  $Al_2O_3$  i  $+H_2O$  w analizie skały stropowej (tabela III, analiza 6) oraz jej budowa wskazują, że nie jest to skała świeża lecz zmieniona, przypuszczalnie zwietrzała. Wysoka natomiast zawartość  $K_2O$  tworzy pewne chemiczne podobieństwo do znanego z Miękini »porfiru skalifikowanego«. Porównanie tych dwóch skał jest tym bardziej możliwe, gdyż odpowiedni okaz Z. Rozena, przechowywany w Muzeum Zakładu Mineralogicznego Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie, jest megaskopowo podobny do moich materiałów zebranych w punkcie występowania skały stropowej. Zestawienie analiz chemicznych omawianych dwóch skał wraz z przeliczeniem wartości R.—Z. podaje w tabeli IV.

Wartości R.—Z., obliczone dla skały stropowej w porównaniu z »porfirem skalifikowanym« analizowanym przez Z. Rozena (14), tworzą szereg:  $H_2O$  — 2,748,  $Al_2O_3$  — 1,254,  $SiO_2$  — 0,976,  $K_2O$  — 0,871 ..., którego kolejność i poszczególne wartości są zgodne z ogólną charakterystyką wietrzenia kwaśnych skał magmowych (5). Ponieważ występujący w bezpośrednim sąsiedztwie porfir również w podobny sposób wietrzeje, przeto można z porównania analiz skały stropowej i »porfiru skalifiko-



wanego« wyciągnąć wniosek, że są to skały genetycznie ze sobą związane. Wyróżniona przez mnie skała stropowa jest zatem zwietrzałym »porfirem skalifikowanym«. Stąd wynika, że mimo braku bezpośredniego ścisłego geologicznego określenia stosunku skały świeżej i »skalifikowanej«, wyróżnionej przez Z. Rozena,

TABELA IV

	1.		2.	
	%-wag. Gew.-%		%-wag. Gew.-%	R.—Z.
SiO <sub>2</sub>	69,23		67,60	0,976
TiO <sub>2</sub>	0,69		0,52	0,753
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12		0,08	0,667
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,37		18,03	1,254
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72		1,85	0,680
FeO	0,35		0,16	0,457
MnO	ślady		ślady	
CaO	0,93		0,40	0,430
MgO	0,35		0,21	0,600
K <sub>2</sub> O	6,82		5,94	0,871
Na <sub>2</sub> O	1,11		0,89	0,801
CO <sub>2</sub>	ślady		0,08	
+H <sub>2</sub> O	1,35		3,71	2,748
—H <sub>2</sub> O	2,11		0,88	
Suma: Summe:	100,15		100,35	
<i>ki</i>	8,2		6,3	
<i>ba</i>	0,76		0,47	
<i>K</i>	1,00		0,77	
<i>B</i>	1,00		0,62	

Analiza 1. »Porfir skalifikowany« wg Z. Rozena (14). — »Kalifizierter Porphyr« nach Z. Rozen (14).

Analiza 2. Skała stropowa. — Gesteine aus dem Hangenden des Porphyrs.

można ujawnić, że okaz skały »skalifikowanej« pochodzi ze stropowego złoża skały wylewnej odrębnej od porfiru miękińskiego.

Przeprowadzone badania ujawniły zatem występowanie w głównym kamieniołomie miękińskim dwóch skał wylewnych: porfiru i nieznaney w stanie świeżym skały stropowej. Obydwie te skały uległy wietrzeniu pod działaniem czynników klimatycznych. Skała stropowa dostarczyła skał wybielonych bogatszych w K<sub>2</sub>O od świeżego i zwietrzałego porfiru.

## II. Skały z Siedlca

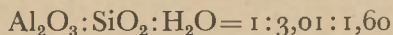
### a) Skała przeobrażona

Na podstawie dotychczasowych wyników badań chemicznych skały przeobrażonej z Siedlca, której opis zamieściłem w poprzedniej publikacji (2), nie można było określić jej składu mineralnego i szczególnie nas interesującego sposobu wiązania  $K_2O$ . Chcąc wyjaśnić te stosunki wykonałem dodatkową analizę racjonalną białej przeobrażonej skały, której próbka była pobrana w środkowych partiach jej występowania w pobliżu nagromadzeń białego iłu. Wyniki tej analizy racjonalnej, przeprowadzonej sposobem stosowanym w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Jana Kazimierza we Lwowie, podaję w tabeli V.

Na podstawie wyników analizy racjonalnej można obliczyć następujący skład mineralny przeobrażonej białej skały magmowej z Siedlca:

kwarzec . . . . .	37,42 %-wag.
ortoklaz . . . . .	38,96 „
albit . . . . .	2,63 „
anortyt . . . . .	0,14 „
kaolin . . . . .	6,33 „
substancje ilaste	11,97 „
kalcyt . . . . .	0,13 „
limonit . . . . .	0,39 „

Znaczna ilość minerałów ilastych obecnych w skale w ilości 18,30 %-wag., wskazuje, że jest to skała zwietrzała. Natomiast kaolin występujący w ilości 6,33 %-wag., ujawnia że świeża skała uległa częściowej kaolinizacji. Wietrzenie to jednak w stosunkowo słabym stopniu naruszyło pierwotną budowę skały, gdyż analiza racjonalna wykazała 41,73 % skaleni wobec 18,8 % minerałów wtórnych.  $K_2O$  jest niemal całkowicie związany w skaleniu potasowym stwierdzonym w ilości 38,96 %-wag. Tylko 0,21 %-wag.  $K_2O$ , tj. 3 % jego całkowitej zawartości, przeszło do roztworu wraz z substancjami ilastymi. Przypuszczalnie jest to tlenek potasu zaabsorbowany przez te substancje. Stosunek



stwierdzony w substancjach rozpuszczalnych w  $HCl$ , znacznie odbiega od stosunku właściwego substancji kaolinowej, halloizytowej lub montmorillonitowej. Wobec stwierdzenia pewnych ilości

TABELA V

	Rozp. w HCl Lösl. in HCl		Rozp. w H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Lösl. in H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>		Pozostałość Rückstand		Razem Summe	Analiza ryczałtowa . Bauschanalyse	
	%-wag. Gew.-%	St. cząst. <sup>1</sup> Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.
SiO <sub>2</sub>	6,94	1156	2,97	495	65,22	10859	75,13	75,17	12516
TiO <sub>2</sub>								0,28	35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								0,02	2
F <sub>2</sub>								0,03	16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	384	2,49	236	7,64	750	14,04	13,94	1365
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	21	0,06	4			0,39	0,36	23
FeO					0,01	1	0,01	0,02	3
MnO								ślady	
CaO	0,21	38	0,02	4	0,03	5	0,26	0,19	34
MgO	0,16	40	0,01	3	0,06	15	0,23	0,21	52
K <sub>2</sub> O	0,21	22			6,59	700	6,80	6,90	733
Na <sub>2</sub> O	0,03	5			0,26	42	0,29	0,32	50
CO <sub>2</sub>	(0,06)	14					(0,06)	0,06	14
+H <sub>2</sub> O	1,12	616	0,87	483	0,06	33	(2,05)	2,05	1138
-H <sub>2</sub> O	(0,69)						(0,69)	0,69	
Suma: Summe:	13,66		6,42		79,87		99,95	100,24	
Oznaczono: Direkte Bestimmung:	13,73		6,53		79,74		100,00		

<sup>1</sup> × 10.000.

alkaliów przypuszczać można występowanie wtórnych łyszczyków, np. serycytu. Możliwe jest również przejście do roztworu części krzemionki z minerałów grupy  $\text{SiO}_2$  lub glinokrzemianów zasadowych.

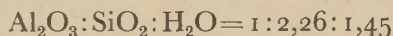
**b) Biały ił**

Chcąc porównać budowę mineralną i wyjaśnić stosunek przeobrażonej skały wylewnej do białego iłu występującego w jej szczelinach, wykonałem również analizę racjonalną tego iłu. Wyniki podaje w tabeli VI.

Skład mineralny iłu, określony w taki sam sposób jak skały przeobrażonej, podaje poniżej:

kwarzec . . . . .	20,84 %-wag.
ortoklaz . . . . .	2,23 „
albit . . . . .	0,54 „
anortyt . . . . .	0,05 „
kaolin . . . . .	36,32 „
substancje ilaste	36,52 „
kalcyt . . . . .	0,29 „
limonit . . . . .	0,67 „

Budowa mineralna badanego iłu, wykazuje jego przynależność do grupy skał ilastych o średniej zawartości kaolinu. Lista zaś minerałów jest taka sama jak w sąsiadującej zwietrzalej skale magmowej; różnice występują głównie w ilościowym stosunku skaleni do minerałów ilastych. Substancje rozpuszczalne w HCl mają stosunek



a zatem bardziej zbliżony do wzoru kaolinu (halloizytu) aniżeli odpowiednia substancja występująca w skale przeobrażonej. W obu przypadkach zwraca uwagę niska zawartość  $+\text{H}_2\text{O}$ .

Analizy racjonalne wykazują podobny skład mineralny skały przeobrażonej i białego iłu. Ił ten jest produktem wietrzenia ilasto-kaolinowego. Takie wietrzenie skały magmowej z Siedlca wskazuje również wynik racjonalnej analizy skały przeobrażonej. Wobec tej zgodności wyników, oraz wobec tego, że geologiczne warunki występowania iłu w środkowych partiach skały przeobrażonej tworzą podobne przesłanki, można wyciągnąć wniosek, że zarówno ił jak i skała przeobrażona z Siedlca są produktami

TABELA VI

	Rozp. w HCl Lösl. in HCl		Rozp. w H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Lösl. in H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>		Pozostałość Rückstand		Razem Summe	Analiza ryczałtowa Bauschanalyse	
	%-wag. Gew.-%	St. cząst. <sup>1</sup> Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.
SiO <sub>2</sub>	18,80	3130	17,34	2887	22,70	3780	58,84	58,76	9787
TiO <sub>2</sub>								0,39	49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								0,02	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	1382	14,05	1378	0,83	81	28,97	29,06	2851
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	36	0,04	3			0,61	0,59	37
FeO					0,04	6	0,04	0,03	4
MnO								ślady	
CaO	0,28	50	0,03	5	0,01	2	0,32	0,38	68
MgO	0,29	72	0,02	5	0,02	5	0,33	0,30	74
K <sub>2</sub> O	0,30	32			0,38	40	0,68	0,78	83
Na <sub>2</sub> O	0,19	31			0,07	23	0,26	0,30	63
CO <sub>2</sub>	(0,14)	32					(0,14)	0,14	32
+H <sub>2</sub> O	3,59	1993	4,99	2770	0,03	17	(8,61)	8,61	4779
-H <sub>2</sub> O	(0,96)						(9,96)	0,96	
Suma: Summe:	39,21		36,47		24,08		99,76	100,32	
Oznaczono: Direkte Bestimmung:	39,30		36,59		24,11		100,00		

<sup>1</sup> × 10.000.

wietrzenia dotychczas w stanie świeżym nieznaną skałę wylewną. Analizy racjonalne ujawniły dalej, że  $K_2O$  występuje w postaci skalenia potasowego, a dotychczasowe wyniki badania skał krakowskich nie dostarczyły materiałów bezpośrednio wskazujących na dostawę  $K_2O$  z zewnątrz. Wobec tego mogę wysnuć dalszy wniosek, że dotychczas w stanie świeżym nieznaną skałę z Siedlca pierwotnie zawierała znacznie większą ilość  $K_2O$  związanego w odpornym na wietrzenie skaleniu potasowym, który częściowo pozostał w skałe zwietrzałej (przeobrażonej) powodując wysoką zawartość  $K_2O$ , genetycznie związanego z pierwotną budową skały a nie z późniejszym jej przeobrażeniem.

### III. Glinka ogniotrwała z kop. »Władysław« k. Poręby

Porównanie wyników badania iłu i przeobrażonej skały wylewną z Siedlca z opublikowanymi wynikami badań krzeszowickich glinok ogniotrwałych (8), występujących w sąsiedztwie skał magmowych (Mirów, Poręba, Grojec), ujawnia pewne ich podobieństwo. Badania glinok ogniotrwałych były jednakże wykonane innymi metodami analitycznymi. Aby więc umożliwić zestawienie wyników badań skał z Siedlca i krzeszowickich glinok ogniotrwałych wykonałem dodatkową analizę racjonalną glinki ogniotrwałej pochodzącej z nieczynnej dziś kopalni »Władysław« koło Poręby. Wyniki podaję w tabeli VII.

Skład mineralny glinki ogniotrwałej, obliczony na podstawie wyników analizy racjonalnej, wraz z analogicznym przeliczeniem analiz skał z Siedlca podaję poniżej.

		Kop. „Władysław” glinka ogniotrwała	Siedlca ił	Siedlca skała przeobrażona
kwarzec	%-wag.	23,41	20,84	37,42
ortoklaz	„	1,66	2,23	38,39
albit	„	0,33	0,54	2,63
anortyt	„	0,13	0,05	0,14
kaolin	„	38,37	36,32	6,33
substancje ilaste	„	29,86	36,52	11,97
kalcyt	„	0,64	0,29	0,13
limonit	„	1,05	0,67	0,39
$Al_2O_3 : SiO_2 : H_2O$				
(w subst. rozp. w HCl)		1:2,66:1,45	1:2,26:1,45	1:3,01:1,60

TABELA VII

	Rozp. w HCl Lösl. in HCl		Rozp. w H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Lösl. in H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>		Pozostałość Rückstand		Razem Summe	Analiza ryczałtowa Bauschanalyse	
	%-wag. Gew.-%	St. cząst. <sup>1</sup> Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.	%-wag. Gew.-%	%-wag. Gew.-%	St. cząst. Molquot.
SiO <sub>2</sub>	16,58	2761	18,40	3064	24,76	4123	59,74	59,82	9960
TiO <sub>2</sub>								0,84	105
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								0,02	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,57	1037	15,30	1501	0,42	41	26,29	26,17	2567
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	59	0,04	3	0,06	4	1,04	1,06	66
CaO	0,36	64	0,08	14	0,03	5	0,47	0,42	75
MgO	0,28	69	0,04	10	0,02	5	0,34	0,32	77
K <sub>2</sub> O	1,60	170			0,28	30	1,88	1,84	195
Na <sub>2</sub> O	0,13	21			0,05	8	0,18	0,21	34
CO <sub>2</sub>	(0,31)	71					(0,31)	0,31	71
+H <sub>2</sub> O	2,71	1504	5,37	2981	0,04	22	(8,12)	8,12	4502
-H <sub>2</sub> O	(0,99)						(0,99)	0,99	
Suma: Summe:	34,47		39,23		25,66		99,36	100,12	
Oznaczono: Direkte Bestimmung:	34,58		39,19		26,23		100,00		

<sup>1</sup> × 10.000.

Analiza racjonalna wykazała występowanie kaolinu w ilości 38,37%-wag. wobec 29,86% innych substancji ilastych, z czego wynika, że glinka ogniotrwała z kop. »Władysław« jest produktem częściowo skaolinizowanym. Ilaste substancje rozpuszczalne w HCl mają budowę podobną do odpowiednich składników w skałach z Siedlca. Z powyższego, oraz z porównania składu mineralnego podanego w zestawieniu wynika, że glinka z kop. »Władysław« ma skład mineralny podobny do skał z Siedlca, oraz że badana glinka i skały z Siedlca są produktami podobnego wietrzenia.

Opierając się na przedstawionych własnych wynikach, mogę rozszerzyć zakres przeprowadzonego porównania na wszystkie dotychczas opracowane glinki krzeszowickie. W tym celu zestawilem w tabeli VIII opublikowane dane odnoszące się do poruszonego tematu. Obliczając stosunek  $Al_2O_3:SiO_2:H_2O$  dla analiz, w których podano tylko oznaczenie »strata żarowa«, przyjąłem tę wielkość jako przybliżone oznaczenie »+H<sub>2</sub>O«. Obliczenie ilości kaolinu w dwóch glinkach z Poręby i Grojca wykonałem na podstawie podanej przez M. Kamieńskiego i Fr. Engela (8) krzywej dehydratacji sposobem stosowanym przez G. Lincka i G. Calsowa (4, 11).

Zestawienie analiz ryczałtowych i składów mineralnych poszczególnych glinek i skał z Siedlca wykazuje znaczne podobieństwo tych wszystkich skał. W szczególności podobny jest skład mineralny, stosunek  $Al_2O_3:SiO_2:H_2O$  w analizie ryczałtowej i w składnikach rozpuszczalnych w HCl oraz występowanie kaolinu, w ilości mniej więcej równej ilości minerałów ilastych ulegających działaniu HCl, obok kwarcu i drobnych ilości skaleni. Z petrograficznego punktu widzenia można wysnuć wniosek o podobieństwie tych produktów wietrzenia ilasto-kaolinowego. Geologiczne natomiast warunki występowania glinek ogniotrwałych w okolicach Krzeszowic tworzyły podstawę, na której oparł St. Zaręczny (20) przypuszczenie, że są one produktami wietrzenia i rozmycia pobliskich skał wylewnych. Wyniki przeprowadzonych badań potwierdzają to przypuszczenie.

#### IV. Profil kamieniołomu w Regulicach

Kamieniołom w Regulicach (położony obok stacji PKP Alwernia—Regulice) odsłania do 45 m wysoki profil diabazu (»melafiru«) pokrytego cienką, do 3 m miększą, warstwą utworów



osadowych. Częściowo są to uwarstwione piaski. W dolnej części tych utworów osadowych występują znaczne ilości fragmentów spągowej zwietrzałej skały magmowej. Widoczne stąd jest, że osady zostały złożone na nieosłoniętej, zwietrzałej, erozyjnie porzeźbionej powierzchni skały wylewnej. Niezależnie od tej dawniejszej rzeźby, najmłodsza erozja potoku regulickiego zniszczyła przeważną część nadległych skał osadowych jak również częściowo obnażyła stosunkowo mało zmienioną skałę magmową. Spąg profilu odsłoniętego obecnymi robotami eksploatacyjnymi stanowi ciemnoczerwona zmieniona skała ilasta, jest to tzw. »parchacz«. Roboty eksploatacyjne są prowadzone w ten sposób by uniknąć urabiania technicznie bezwartościowych materiałów, dlatego też nie mogłem, bez wykonania specjalnych robót, uzyskać materiału odpowiedniego do bliższego określenia tej skały spągowej. Skała świeża jest barwy ciemnoszarej z licznymi połyskliwymi, drobnymi (do 0,95 mm) czerwonymi plamkami iddyngsytu (14). W górnej części profilu, na przestrzeni około 12 m, skała świeża stopniowo (łagodnie) przechodzi w skałę zupełnie zwietrzałą, która jest tak krucha, że daje się rozgniatać w palcach. Megaskopowo wietrzenie skały początkowo przejawia się jaśnieniem jej barwy i coraz intensywniejszym przybieraniem odcienia czerwonawego. W początkowych stadiach wietrzenia pojawia się podzielność płytowa oraz liczne bańki i smugi barwy zielonawej. W niektórych partiach stropowych, np. w kamieniołomie powiatowym, zwietrzała skała jest barwy ciemnobrunatnej z licznymi zielonymi plamami. Wszystkie te zmiany pojawiają się stopniowo, bez ostrych przejść. W miarę wietrzenia skały zanika też wyraźny bryłowy nieregularny cios, który początkowo ustępuje podzielności płytowej, również zacierającej się w materiale zupełnie zwietrzałym.

Badania mikroskopowe dają obraz zmian wywołanych wietrzeniem diabazu (»melafiru«). Skała świeża okazuje budowę intersertalną z bardzo małą ilością szkliwa między żerdkowatymi plagioklazami. Substancje krystaliczne należą jak gdyby do dwóch generacji. Jedną z nich stanowią bardzo rzadkie, znane z pojedynczych egzemplarzy, duże do 1,20 mm prakryształy plagioklazu, którego oznaczenie wskazało przynależność do andezynu o formule  $Ab_{40}An_{60}$ . Te prakryształy zawierają wrostki innych skaleni, piroksenu jednoskośnego, tlenków metalicznych i wtórnego kalcytu. Częstsze są natomiast, już w skale świeżej zmienione w iddyngsyty (14), prakryształy oliwinu. Ciasto skalne jest utwo-

rzone, jak to już dawniej wykazał Z. Rozen (14), z idiomorfijnych żerdkowatych przeważnie albitowo zbliźnionych plagioklazów: labradoru i andezynu, ksenomorfijnych osobników piroksenu jednoskośnego (augitu) i skalenia potasowego oraz niewielkiej ilości szkliwa. Liczne są wzrostki tlenków metalicznych i apatyty.

Badania mikroskopowe skały zwietrzałej, tworząc przystropowe partie diabazu, ujawniają zmiany, jakim ulegają poszczególne składniki skały w czasie wietrzenia, które w pierwszym rzędzie intensywnie zmienia minerały femiczne: piroksen i iddyngsyty w silnie infiltrowane brunatne substancje agregatowe. Mniej silnie przeobraża plagioklasy, co początkowo ujawnia się zatarciem ostrych zarysów poszczególnych osobników oraz pojawieniem się wtórnego kalcytu. Skaleń potasowy wykazuje znacznie większą odporność. W skałe zwietrzałej przeważają, nad resztkami pierwotnych minerałów, duże ilości substancji bezpostaciowych, charakterystycznych dla wietrzenia chemicznego. Krzemionka zachowuje się odmiennie, aniżeli w zwietrzałych kwaśnych skałach Miękini i Siedlca; częściowo wypełnia ona wolne przestrzenie, tworząc sferolityczne naskorupienia chalcedonu. Wnętrza, powstających przy wietrzeniu wolnych przestrzeni, są nadto wypełnione zieloną substancją, której skład chemiczny określił Z. Rozen (14) jako odmienny od normalnego chlorytu.

Celem poznania chemicznego charakteru wietrzenia, któremu ulega diabaz z Regulic, wykonałem analizę próbki skały zupełnie zwietrzałej pochodzącej z nad tunelu łączącego obie części kamieniołomu. Wyniki wraz z analizą skały świeżej wykonanej przez Z. Rozena (14), podaje w tabeli IX.

Skała zwietrzała zawiera znacznie mniej alkaliów i  $\text{SiO}_2$  od skały świeżej; wykazuje natomiast silny wzrost zawartości  $\text{Al}_2\text{O}_3$  do ilości 20,90%-wag. i wysoki stopień uwodnienia minerałów wtórnych. Wietrzenie skały z Regulic przebiega nieco odmiennie od wietrzenia porfiru z Miękini, nosi ono bardziej alitowy (6) charakter, na co wskazuje względnie niska wartość  $K=0,63$ , oraz nie jest ono połączone z wyraźną utratą połączeń żelazowych i manganowych. Różnice te uwydatniają się w zestawieniu wartości Si-U-L podanym w tabeli X. Pod względem chemicznym wietrzenie diabazów z Regulic, mimo podkreślonych różnic, nie wskazuje na działanie innych czynników poza klimatycznymi. Dostrzeżone bowiem odchylenia znajdują swoje uzasadnienie w odmiennej mineralnej budowie skały świeżej.

TABELA IX

	1.	2.	
	%-wag. Gew.-%	%-wag. Gew.-%	R.—Z.
SiO <sub>2</sub>	52,00	49,90	0,959
TiO <sub>2</sub>	2,01	1,25	0,621
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,24	0,489
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,08	20,90	1,484
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,40	11,69	1,391
FeO	1,09	0,12	0,111
MnO	0,72	0,49	0,680
CaO	9,61	3,07	0,319
MgO	3,91	1,28	0,327
K <sub>2</sub> O	2,58	1,62	0,627
Na <sub>2</sub> O	3,83	1,26	0,328
CO <sub>2</sub>	ślady	0,42	
+H <sub>2</sub> O	0,42	6,02	14,333
-H <sub>2</sub> O	0,91	1,77	
Suma: Summe:	100,05	100,43	
<i>ki</i>	6,3	3,97	
<i>ba</i>	1,88	0,44	
<i>K</i>	1,00	0,63	
<i>B</i>	1,00	0,23	

Analiza 1. Skała świeża, analizował Z. Rozen (14). — Frischer Diabas, nach Z. Rozen (14).

Analiza 2. Skała zwietrzała. — Verwitterter Diabas.

Porównania więc z opisanym profilem wietrzejących diabazów skały zasobnej w K<sub>2</sub>O pochodzącej z Poręby-Belwederu, która to skała ma całkiem odmienny skład chemiczny (12,34% alkaliów i 13,08 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wobec 6,41% alkaliów i 14,08% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) i której stanowisko geologiczne nie jest dokładnie uzgodnione, z petrograficznego punktu widzenia nie mogą uzasadnić. Najprawdopodobniej są to skały genetycznie różne.

### Zestawienie wyników i wnioski

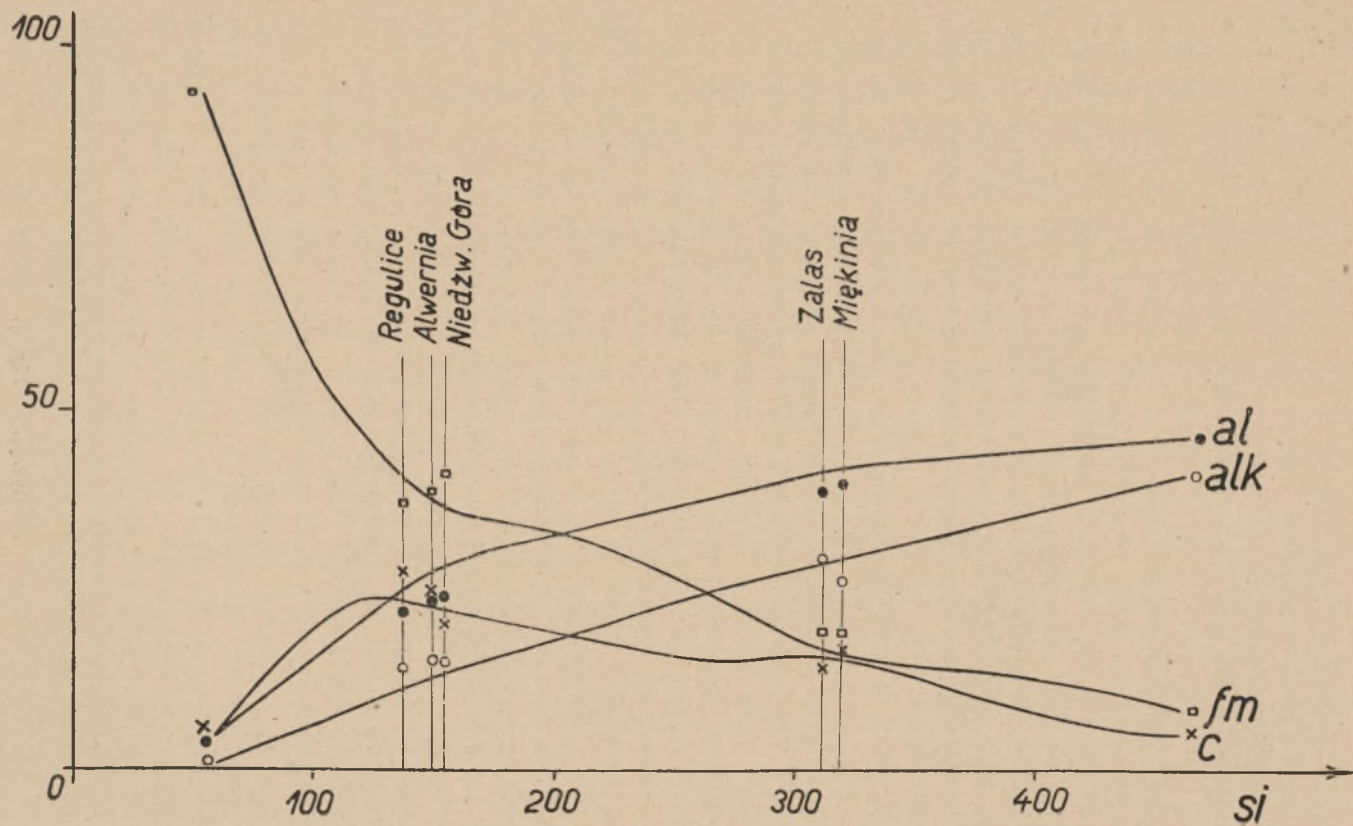
Z przedstawionych badań skał magmowych okręgu krakowskiego wynika, iż materiał dotychczas analizowany można podzielić na trzy grupy:

I. świeże porfiry z Miękini i Zalusu oraz diabazy z Niedźwiedziej Góry, Alwernii i Regulic;

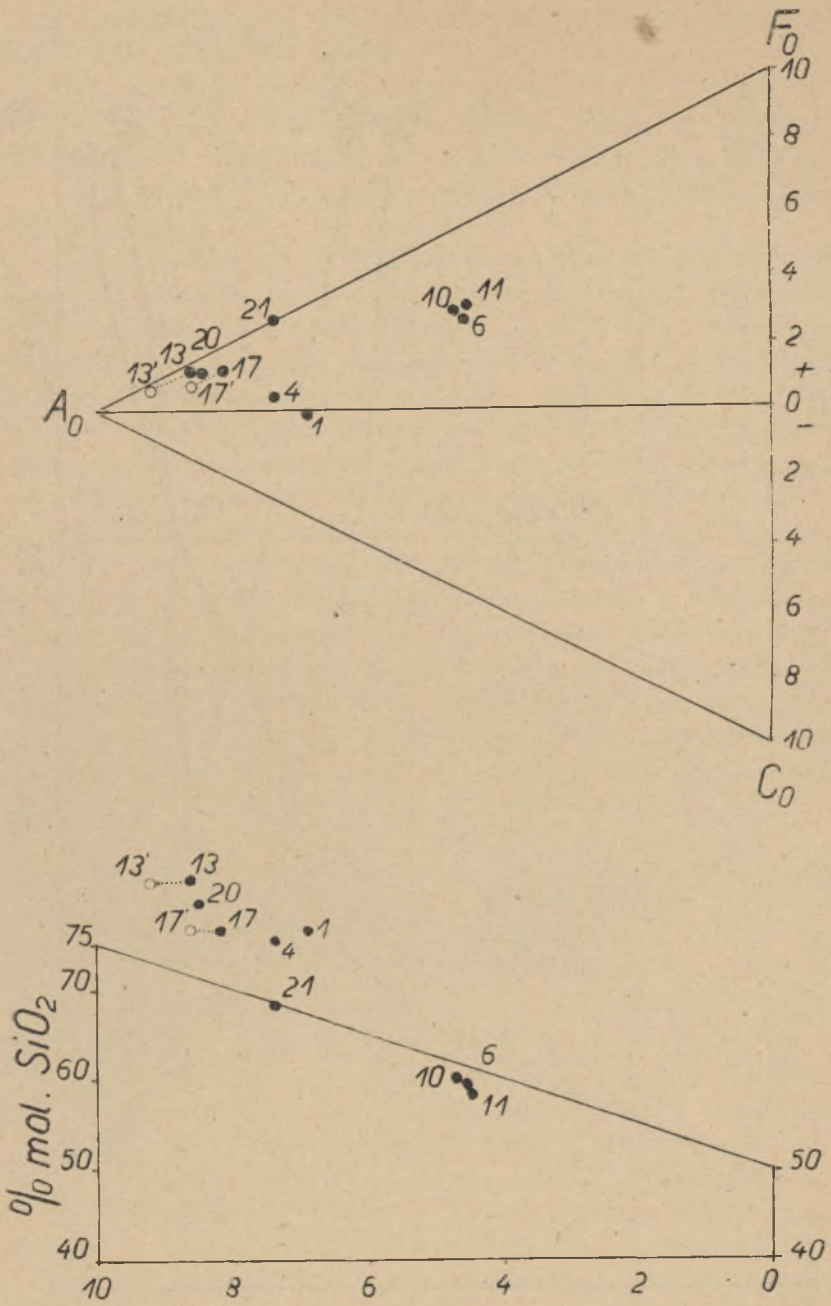
II. wyróżnione przez Z. Rozena skały »skalifikowane«, tj. zasobne w  $K_2O$  skały z Miękini, Zalusu, Filipowic i Poręby-Belwederu; tu zaliczam również skałę przeobrażoną z Siedlca;

III. produkty wietrzenia skał zaliczonych do dwóch poprzednich grup.

W rozważaniach na temat stosunku skał grupy I do skał grupy II wysuwa się na czoło zagadnienie ich przynależności systematycznej. Z. Rozen, zajmując się w swoim czasie tym zagadnieniem, przydzielił wszystkie skały krakowskie do wspólnej magmy alkaliczno-wapiennej, wychodząc z założenia, że produkty zasobne w  $K_2O$  (skały »skalifikowane«) pochodzą z przeobrażenia pierwotnych magm alkaliczno-wapiennych. Autor ten nie wysunął sprawy odrębnej przynależności magmowej skał bogatych w  $K_2O$ . Zaznaczyć tu jednak należy, że Z. Rozen w badaniach swoich nie spotkał (co z naciskiem podkreślam) materiałów zwietrzałych uboższych w alkalia od znanych mu skał świeżych. Wobec poznania nowych materiałów i uzyskania obecnymi badaniami dalej idących wyników staje się znowu aktualna sprawa systematyki skał krakowskich. Aby stworzyć podstawę do tych rozważań, zestawilem w tabeli X projekcyjne wartości obliczone sposobem Nigglego (12) i Beckego (16). W pierwszej części wymienionej tabeli podaję liczby dla skał grupy I i im odpowiadających skał grupy III, zaś w drugiej części dla skał grupy II i części grupy III. Dla zobrazowania stosunku skał świeżych i zwietrzałych dodaje obliczenie wartości Si-U-L Beckego oraz wartości *ki*, *ba*, *K*, *B*. Z liczb podanych w powyższej tabeli wynika, że magma skał z Miękini i Zalusu (tab. X i ryc. 3) jest podobna do magmy typu granitów plagioklazowych. Różni się od nich wyższą wartością *k* oraz stosunkiem *al:fm*. Ten stosunek zbliża ją do skrajnie kwaśnych granodiorytów, np. granodioryt z Cristallina, Lukmanier (12). Ze skał polskich są one niejako odpowiednikami wylewnym niektórych ogniw dyferencyjnych granitu tatrzańskiego (16). Diabaz z Niedźwiedziej Góry można zaliczyć do magmy typu lamprodiorytowego (13). Diabazy natomiast z Regulic i Alwerni zbliżone są do skał magmy gabbrodiorytowej z wyraźną tendencją ku sodowym esseksytom. W projekcji Beckego (tab. X i ryc. 4) skały z Miękini i Zalusu zajmują miejsce w polu skał alkaliczno-wapiennych; natomiast skały z Niedźwiedziej Góry, Alwernii



Ryc. 3. — Fig. 3.

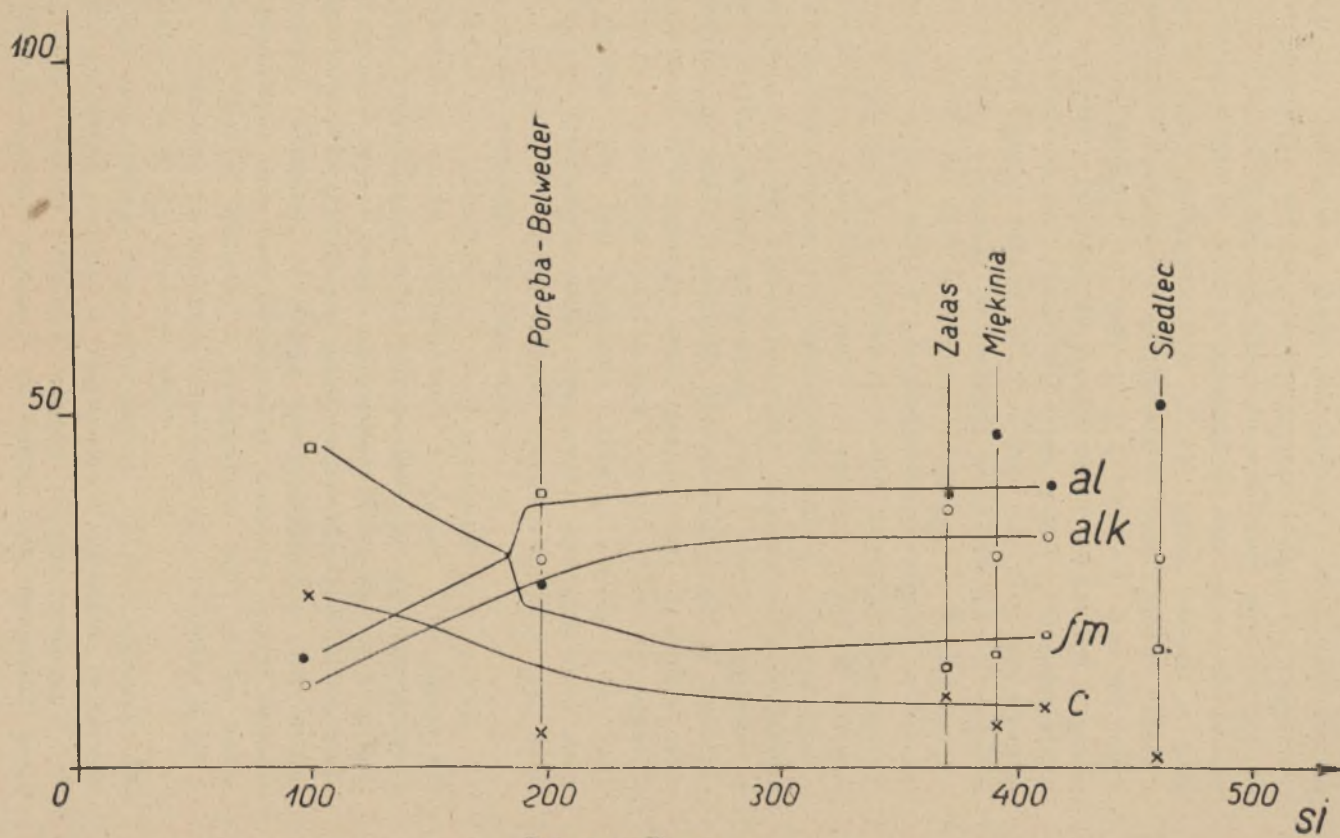


Ryc. 4. — Fig. 4.

i Regulic wykazują tendencję ku skałom serii alkalicznej, którą to cechę wskazują względnie wysokie dodatnie wartości  $f_0 - c_0$ . Mimo odchyień i różnic w porównaniu z typowymi magmami, można świeże skały krakowskie zaliczyć do serii alkaliczno-wapiennej ( $c = 14 - 27$ ,  $k = 0,41 - 0,25$ ).

Odmienne jest natomiast stanowisko skał zasobnych w  $K_2O$ , których pozycję określam w przybliżeniu, gdyż są one znane z materiałów częściowo zmienionych. Ponieważ jednak niektóre elementy chemiczne są wysoce charakterystyczne oraz analizy petrograficzne wykazały dość dobre zachowanie pierwotnych minerałów, np. w skale z Siedlca stwierdziłem ponad 40% wag. skaleni, przeto możliwe jest takie przybliżone określenie ich przynależności magmowej. »Porfir skalifikowany« z Zalasu (14) odpowiada magmie typu rapakiwi (12) serii potasowej (tab. X i ryc. 5), wykazując nadwyżkę wartości *alk* i *k*.

Podobne stanowisko zajmuje nieco kwaśniejsza (być może skutkiem zapoczątkowanego wietrzenia) »skalifikowana« skała z Miękini. Jest ona pokrewna rapakiwi z Rödö (13). Najświeższa z dotychczas znanych skał z Siedlca (okaz 18) wskazuje również na przynależność skały niezwiędzłej do magmy typu rapakiwi lub nawet potasowego granitu-aplitowego. W porównaniu z innymi skałami krajowymi, skały z Zalasu i Miękini są zbliżone do skrajnie potasowych ogniwi dyferencyjnych granitu tatrzańskiego (obecnie wyróżniana przez prof. J. Tokarskiego — izofema 6 — wiadomość ustna), od których różnią się znacznie wyższą wartością *k*. Przynależna do serii potasowej (śródziemnomorskiej) magma skały z Poręby-Belwederu zajmuje w klasyfikacji Nigglego (13) stanowisko przejściowe w grupie sienitogranitowej i sienitowej. W projekcji Beckego (ryc. 4) zajmuje ona stanowisko na linii  $a_0 - f_0$ , tj. w polu typowych skał alkalicznych (potasowych). Chemiczny skład skały z Poręby-Belwederu jest uderzająco podobny do analizy tufitu z wiercenia w Bocianówce na Wołyniu (12. *Biul. P. I. G.*, str. 13) oraz do analiz sanidynitów i trachitów występujących w postaci bloków i otoczków w tufach berestowieckich (7, 17). Skały zasobne w  $K_2O$  (»skalifikowane«) są zatem przynależne do serii potasowej i tworzą odrębną grupę od skał serii alkaliczno-wapiennej. Brak jest dotychczas materiałów umożliwiających należyte pogłębienie znajomości tych skał, jednakowoż wobec wyróżnienia i oddzielenia ich od skał serii alkaliczno-wapiennej celowe będzie określenie odrębną

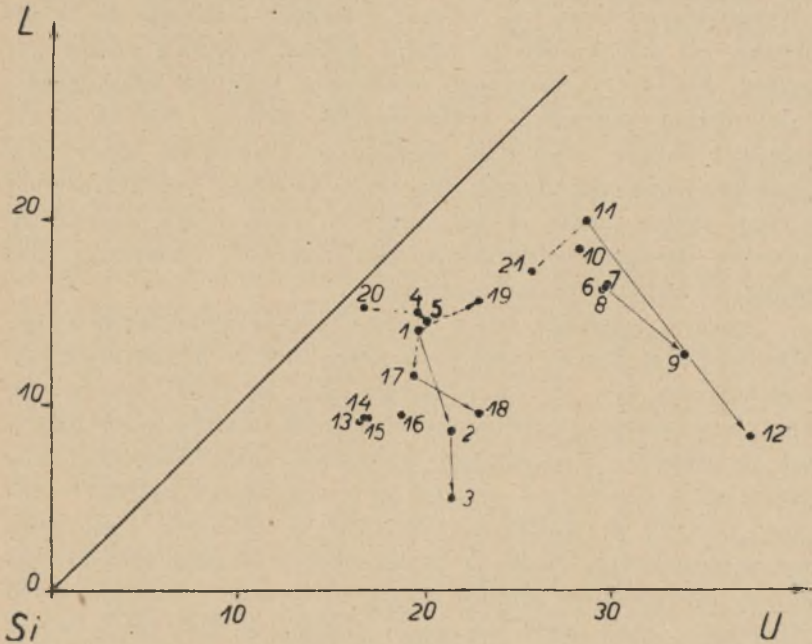


Ryc. 5. — Fig. 5.



nazwą. Dlatego też proponuję dla tych skał i w dalszym ciągu tej pracy wprowadzam tymczasową ogólną nazwę trachitów potasowych, zaznaczając ich przynależność do wylewnych skał serii śródziemnomorskiej.

Z kolei przechodzę do omówienia wyników badania skał



Ryc. 6. — Fig. 6

grupy III tj. skał zwietrzałych. Badanie profilu kamieniołomu w Miękini wykazało wietrzenie porfirów, co znajduje swój wyraz w zmianach wartości Nigglego,  $R-Z$ ,  $ki$ ,  $ba$ ,  $K$ ,  $B$  oraz w projekcji w trójkącie Si-U-L (tab. X, ryc. 6) gdzie następuje przesunięcie bieguna skały z pola skał magmowych w pole skał osadowych. Sposób tego wietrzenia nie odbiega od tzw. normalnego (5) wietrzenia kwaśnych skał magmowych. Stosując słownictwo H. Harrassowitza (6) można je nazwać wietrzeniem sialitowym. Podobne wyniki daje porównanie (tab. IV), określające wietrzenie trachitu potasowego. Odpowiednie przesunięcie w projekcji Si-U-L (ryc. 6) oraz zmiana wartości  $K$  wskazują nieco bardziej alitowy charakter tego wietrzenia. Ta mała różnica nie daje podstawy do wyróżnienia tego wietrzenia od typu określo-

nego dla niżej występujących porfirów alkaliczno-wapiennych. Wietrzenie porfirów z Zalasu rozpoczyna się utlenianiem i hydratacją minerałów żelazowych (14), co w projekcji Si-U-L powoduje nieznaczne przesunięcie w kierunku równoległym do zmian poznanych w wietrzących skałach z Miękini. Podobny też jest kierunek początkowych stadiów wietrzenia (serycytyzacji) diabazu z Niedźwiedziej Góry (3). Diabaz z Regulic wietrzeje nieco odmiennie od skał kwaśnych, ogólny jednak kierunek zmian jest zgodny. Różnice w przebiegu wietrzenia znajdują uzasadnienie w odmiennej mineralnej budowie skały świeżej. Na podstawie podanych faktów stwierdzić można, że krakowskie skały serii alkaliczno-wapiennej ulegają wietrzeniu ilastemu. Nie dostrzegłem bowiem takich zmian w ich budowie, których nie można by uzasadnić działaniem czynników klimatycznych o nasileniu zbliżonym do klimatu umiarkowanego.

Analizy racjonalne skał z Siedlca i glinki ogniotrwałej z kop. »Władysław« k. Poręby dostarczyły przesłanek do petrograficznego potwierdzenia tezy St. Zaręcznego (20), że glinki ogniotrwałej okolic Krzeszowic są produktami wietrzenia i rozmycia pobliskich skał wylewnych. Stwierdziłem wietrzenie kaolinowo-ilaste. Podobnie też J. Kuhl (10) wskazał na występowanie kaolinu i substancji ilastych w »skalifikowanym tufie« z Filipowic. Ilaste wietrzenie stropowych trachitów potasowych z Miękini zostało ujawnione porównaniem analizy »skały stropowej« i »porfiru skalifikowanego«. Stąd zatem wyciągam wnioski, że dotychczas w stanie świeżym nieznanne trachity potasowe uległy, podobnie do skał serii alkaliczno-wapiennej, wietrzeniu skutkiem działania czynników atmosferycznych. Skały te dostarczyły zmienionych materiałów zasobniejszych w  $K_2O$  od skał serii alkaliczno-wapiennej.

Interesujący wynik daje projekcja w trójkącie Si-U-L (ryc. 6) dotychczas opublikowanych analiz skał krakowskich. Jeżeli w projekcji tej połączę bieguny skał świeżych i odpowiadających im zwietrzałych to otrzymam linie (na rysunku są to linie pełne) o kierunku mniej więcej zgodnym. Gdybym natomiast połączył skały świeże ze skałami »skalifikowanymi« (linie kreskowane) to otrzymam kierunki niezgodne lub wręcz przeciwne, np. linia dla skał z Zalasu przebiega od pola skał osadowych; linie dla skał z Miękini i Filipowic rozchodzą się pod kątem zbliżonym do prostego, linia dla skał z Miękini ma kierunek przeciwny kierunkowi linii łączącej skałę z Regulic z »skalifikowaną« skałą

z Poręby-Belwederu. Tak silna rozbieżność kierunków zmian uzasadnianych procesem »kalifikacji« przemawia również przeciw tej koncepcji.

Słaby geologiczny związek skały świeżej i »skalifikowanej« z Zalasu zaznaczył Z. Rozen (14) podkreślając, że próbki pochodzą z odległych miejsc a zestawienie analiz jest dokonane na podstawie analogii chemicznych z wynikami porównania skał z Miękini. Porównanie skały świeżej z Regulic i »skalifikowanej« z Poręby-Belwederu jest również dość luźne, gdyż są to miejscowości odległe o blisko 3 km, a dotychczas nie został ustalony geologiczny związek tych dwóch występowań. Podobnie geologicznie słabe jest uzasadnienie porównania porfiru z Miękini i »skalifikowanego tufu« z Filipowic. Wszystkie te zestawienia były oparte o wyniki porównania skał z Miękini. Skoro więc badania geologiczne, poparte wynikami opracowania petrograficznego profilu głównego kamieniołomu w Miękini, wykazały odrębność porfiru alkaliczno-wapiennego i trachitu potasowego, przeto odpada ta podstawa, na której rozbudowana została koncepcja »kalifikacji«. Badania profilu kamieniołomu w Regulicach, skał z Siedlca, glinki ogniotrwałej z kopalni »Władysław« koło Poręby oraz dawniejsze badania innych autorów skał z Niedźwiedziej Góry (3) i Filipowic (10) nie dostarczyły faktów geochemicznych, których nie można by uzasadnić zróżnicowaniem law oraz wietrzeniem wywołanym działaniem czynników klimatycznych. Nie można więc tłumaczyć obecności zmienionych skał zasobnych w  $K_2O$  procesem »kalifikacji«. Mimo to, postawienie tego zagadnienia ma głębszą wartość a to ze względu na pośrednie wskazanie, przed laty trzydziestu, występowania skał serii potasowej wśród wylewów ziemi krakowskiej. Obecnie zagadnienie »kalifikacji« ustępuje miejsca zagadnieniom dyferencjacji magmy i zagadnieniom wietrzenia law krakowskich. Już dotychczasowe wyniki, w przeważnej części osiągnięte pracą ś. p. profesora Z. Rozena, umożliwiają stworzenie pełnych wyrazu analogii z wynikami badań skał tatrzańskich i wołyńskich.

---

Znaczna część tej pracy wykonana została w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Jana Kazimierza we Lwowie, pozostającym pod kierownictwem profesora dra Juliana

Tokarskiego, któremu na tym miejscu pragnę podziękować za cenne uwagi oraz pełne życzliwości użyczenie miejsca w pracowni i umożliwienie mi poznania niektórych metod badań petrograficznych. Elektromagnetyczne rozdzielanie składników porfiru miękińskiego wykonałem w Zakładzie Fizyki Akademii Górniczej. Profesorowi drowi M. Jeżewskiemu, kierownikowi wymienionego instytutu dziękuję za udostępnienie mi odpowiedniej aparatury. Dziękuję również profesorowi drowi Janowi Nowakowi, prof. inż. Stefanowi Czarnockiemu oraz opiekunowi Zakładu Mineralogii i Petrografii Akademii Górniczej prof. drowi Waleremu Goetlowi za okazaną mi życzliwość i ułatwienie z jakimi spotykałem się w czasie wykonywania tej pracy.

Zakład Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Jana Kazimierza we Lwowie  
i Zakład Mineralogii i Petrografii Akademii Górniczej w Krakowie.

**Andrzej Bolewski**

## **Das Problem der „Kalifikation“ der Krakauer Magmagesteine**

### **Einleitung**

In der westlichen Umgebung von Krakau befinden sich Ergussgesteine (Porphyre, Diabase, Melaphyre), welche in folgenden Ortschaften vorkommen: Miękinia, Zalas, Siedlec, Niedźwiedzia Góra, Alwernia, Regulice usw. (vgl. Fig. 1). Diese Gesteine waren ein Gegenstand eines petrographisch-chemischen Studiums von Z. Rozen (14). Dieser Autor beobachtete, dass die veränderten Gesteine mehr  $K_2O$  als frische Gesteine besitzen. Diese Erscheinung verband er mit dem Verwitterungsprozess. Die Anreicherung von  $K_2O$  in Porphyren aus Miękinia betrug 3,15 Gew.-%, aus Zalas — 2,71%, und für Gesteine aus Regulice und Poręba-Belweder sogar 6,35%. Andere Bestandteile waren entweder ausgelaugt ( $CaO$ ,  $Na_2O$ ...), oder sie zeigen keine größeren Veränderungen. Es wurde von Z. Rozen angenommen, dass  $K_2O$  sich in Verwitterungsprodukten der femischen Mineralien und Plagioklase konzentriert, und dass  $CaO$  und  $Na_2O$  mit  $K_2O$  vertauscht wird, was mit dem Entstehen des sekundären Orthoklases zu erklären wäre. Diese Erwägungen führten zu der

Feststellung des ersten »kalischen« Verwitterungsstadiums, welches die »Kalifikation« genannt wurde. Dieses Stadium sollte den normalen Tonverwitterungen voranschreiten.

Neuere Untersuchungen der Verwitterung der Diabase von Niedźwiedzia Góra (3) zeigten ihre Serizitisation. J. Kuhl (10) bestätigte das Vorkommen von Tonsubstanzen und Kaolin im veränderten Gestein aus Filipowice, aber auch er nahm an, dass dies ein kalifiziertes Gestein ist.

Im Jahre 1935 fand ich ein neues Vorkommen der veränderten Ergussgesteine neben Siedlce (6 km NE Krzeszowice). Da das Gestein 7,13%  $K_2O$  besass und gebleicht war, konnte man auf Grund voriger Arbeiten annehmen, dass es ein stark kalifiziertes Gestein ist. Trotz grosser bergmännischen Arbeiten (3 Schächte bis 51 m Tiefe, und 140 m Gänge) erreichte man nicht das frische Gestein. Daher konnte man an den Vorgang dieses Prozesses unmittelbar nicht herankommen. Infolge dessen gab ich nur eine Beschreibung dieses Gesteins (2), mit den Analysen der Tone, welche sich in den Gesteinsspalten befinden, und den Resultaten des Einflusses von  $K_2CO_3$  auf diese Gesteine. Die Analysen der Gesteinsproben, welche der Wirkung von  $H_2SO_4$  ausgesetzt wurden, ergaben, dass  $K_2O$  sich in solchen Mineralien befindet, welche widerstandsfähig gegen dieses Reagens sind. Mikroskopisch war das Gestein von Siedlec den Porphyren aus Miękinia ähnlich. Die Folgerungen dieser Arbeit waren von Z. Rozen Erwägungen nicht weit entfernt. Es wurde nur auf die Ähnlichkeit der Kalifikation mit der Tonverwitterung hingewiesen.

Zur Vertiefung unserer Kenntnisse des Kalifikationsprozesses, unternahm ich neue Untersuchungen. Der Ausgangspunkt dieser Untersuchungen war die Feststellung von Z. Rozen, dass im krakauer Gebiet Gesteine reich an  $K_2O$  vorkommen. In einer Diskussion bemerkte Prof. J. Tokarski, dass infolge fehlender neuer geologischen Karten, es keine Hindernisse gibt, zur Aufstellung der Annahme, dass in der Umgebung von Krakau Gesteine der Kalireihe vorkommen. Die obige Möglichkeit ist deswegen ins Auge zu fassen, da in Wolhynien, wie die neuesten Arbeiten von J. Tokarski (17), M. Kamiński (7), E. Chlipalska und H. Gawińska<sup>1</sup> beweisen, die Kalitrachyte und Sanidinite neben Kalk-Alkalibasalten vorkommen. Ähnliche Ergebnisse bringen die gleichzeitigen Arbeiten von J. Tokarski über die Tatrageranite<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> nach freundl. mündlicher Mitteilung.

Deswegen kann das Kalifikationsproblem prinzipiell auf zweierlei Art erklärt werden:

1. Die von Z. ROZEN gefundenen Produkte, reich an  $K_2O$  sind in Wirklichkeit normale krakauer Laven, welche sekundär in bisher nicht näher bekannter Weise verändert wurden.

2. Im krakauer Gebiet sind zwei verschiedene Magmararten vorhanden: Kali- und Kalk-Alkalireihe.

Die erste Möglichkeit würde bestätigt werden, wenn man in einem einheitlichen geologischen Querschnitt das frische Gestein bis zum kalifizierten in einer laufenden Kette verfolgen könnte. In diesem Falle bliebe nur die Ursache der Kalifikation zu ergründen. Würde dieses einheitliche Profil nicht zur Verfügung stehen, so nimmt die zweite Möglichkeit an Wert zu, wie das in Wolhynien bestätigt wurde. Unter solchen Umständen entschloss ich mich weitere Untersuchungen auszuführen, deren Resultate hier angegeben werden.

## **I. Das Profil des Porphyрsteinbruches in Miękinia**

Die Hauptabbauwand des Miękiniasteinbruches zeigt ein 50 m hohes Profil des Porphyrvorkommens. An einigen Stellen ist der Porphyр mit dünnen Sedimentgesteinen überlagert. Der grössere Teil des Querschnittes besteht aus dunkelrotem abbauwürdigem Ergussgestein, mit Quarz- Feldspat- und Biotit-Einsprenglingen. Gegen das Hangende ist das Gestein verwittert. Der Übergang des frischen Porphyrs zum ganz verwitterten von weisslicher Farbe ist sehr allmählich. Auf diesem ganz verwitterten Porphyр liegt eine 60 cm dicke Partie eines veränderten Ergussgesteines. Die Grenze beider Gesteine ist sehr deutlich. Erst auf diesem zweiten Ergussgestein treten die Triasdolomite auf.

### **a) Mikroskopische Beobachtungen**

Die durch die Verwitterung hervorgerufenen augenscheinlichen Unterschiede finden ihren Ausdruck im mikroskopischen Bild. Der frische Porphyр hat eine typische Porphyрstruktur mit mikrogranitischer Grundmasse. Unter den Einsprenglingen herrschen die Plagioklase (Oligoklas und Labrador) gegenüber dem Orthoklas, Biotit und Quarz vor. Der Biotit und sehr seltene Amphiboleinsprenglinge sind magmatisch stark resorbiert. Manche

Biotite und alle Amphibole sind chloritisiert. Die Grundmasse besteht aus Oligoklas, Quarz, Kalifeldspat, Biotit und Hämatitstaub. Im mikroskopischen Bilde der verwitterten Gesteine ist Quarz unverändert; Biotit verhält sich nicht gleichmässig, ein Teil verändert sich schnell, manche wohlerhaltene Individuen dagegen kann man im veränderten Gestein vorfinden. Die Plagioklasse verwittern je nach ihrer Zusammensetzung. Am schnellsten verwittern die basischen Labradore. Am widerstandsfähigsten ist der Kalifeldspat. In verwitterten Porphyren beobachtete ich auch die charakteristischen Strukturen der veränderten Plagioklasse, welche Z. Rozen (14) in kalifizierten Gesteinen fand. Unter dem Mikroskop sehen wir auch die Verwitterungsveränderungen in der Grundmasse.

Das zweite Magmagestein, welches den Porphyr überlagert, zeigt unter dem Mikroskop Spuren der früheren Porphyrstruktur. Die veränderten Feldspateinsprenglinge haben die von Z. Rozen beschriebene charakteristische Struktur (14). Im Allgemeinen nimmt das mikroskopische Bild dieses Gesteins eine mittlere Stellung zwischen dem Miękiniaporphyr und Siedlegesteinen ein (2).

#### **b) Chemische Analyse der Feldspateinsprenglinge des Porphyrs**

Das charakteristische mikroskopische Bild der Feldspateinsprenglinge ist nach Z. Rozen das Kennzeichen des kalifizierten Gesteins. Diese Struktur beschreibt Z. Rozen mit folgenden Worten: »Wir finden hier keine Spuren von einer Trübung, die bei Kaolinisation ins Auge fällt, noch Spuren von Serizitschüppchen. Die Durchschnitte sind scharf begrenzt, durchsichtig, wasserhell und scheinbar einheitlich. Bei der Kreuzung der Nicols bemerken wir, dass es körnige doppelbrechende Aggregate sind, von denen einige Partien deutlich sphärolitisch-faserige Struktur aufweisen«. Ich fand ähnliche Struktur in allen verwitterten Porphyren. Die Entstehung dieser Struktur wird von Z. Rozen nicht gedeutet. Er beschreibt den sehr interessanten Bau des Orthoklas: »Die Karlsbader Zwillinge der Orthoklaseinsprenglinge zeigen bei mikroskopischer Untersuchung auf einer Hälfte ausgeprägten Zonenbau, während die andere Hälfte ganz einheitlich ist, was wir als eine spezifische Eigenschaft des Porphyrs von Miękinia betrachten« (14).

Um diese Erscheinungen zu enträtseln machte ich chemische Analysen der Orthoklas- und Plagioklaseinsprenglinge des frischen Porphyrs. Die Trennung der Einsprenglinge wurde durch das elektromagnetische Verfahren und nach Methode von Prof. St. Kreutz (9) durchgeführt. Die I Tabelle (s. S. 51) gibt die Analyse der Orthoklaseinsprenglinge, die II Tabelle (s. S. 52) gibt die rationelle Analyse der Quarz-plagioklasischen Fraktion. Trotzdem zu Untersuchungen frischer Porphyr genommen wurde, zeigte es sich, dass die Feldspate etwas verwittert waren, weil sie Tonsubstanzen und Kalzit enthalten. Die Orthoklaseinsprenglinge haben Beimischung von Plagioklasen  $Ab_{55}An_{45}$  (13,79 Gew.-%). Die rationelle Analyse der Quarz-plagioklasischen Fraktion zeigt 14,43% Quarz, Oligoklas, Labrador mit einer Beimischung von 8% des Orthoklases. Die quantitativen Verhältnisse zwischen Quarz- und Feldspat-Einsprenglingen kann man nur beiläufig bestimmen:

Quarz: Orthoklas: Oligoklas: Labrador = 19:10:53:18.

Die chemische Zusammensetzung, nach den Ergebnissen der Analysen, der Feldspate aus Miękiniaporphyr ist folgend:

	Or	Ab	An
Durchschnittlich in Porphyr . . . . .	30	52	18
„ in Einsprenglingen . . . . .	16	53	31
Orthoklaseinsprenglinge . . . . .	83	9	8
Durchschnittliche Plagioklasbeimischung			
in Orthoklaseinsprenglingen . . . . .		55	45
Durchschnittliche Plagioklaseinsprenglinge . . . . .	8	59	33

Diese Zusammensetzung zeigt, dass die Feldspateinsprenglinge mehr basisch sind, als die durchschnittlichen Plagioklase aus Porphyr. Interessant ist, dass die Plagioklasbeimischung in Orthoklasen stärker basisch ist als die durchschnittlichen Plagioklase. Diese Ergebnisse bilden eine Grundlage zur Annahme, dass die charakteristischen Strukturen der Feldspateinsprenglinge in veränderten krakauer Gesteinen das Resultat der Verwitterung sind. Bekannt ist, dass die basischen Plagioklase leichter verwittern als die Kalifeldspate.

### c) Chemische Gesteinsanalyse

Um die chemische Verwitterung des Porphyrs und des ihm aufgelagerten Magmagesteins kennen zu lernen, führte ich fünf





neue Analysen aus, deren Resultate in der Tabelle III, mit Grossers-Werten R.—Z. (5) angegeben sind (s. S. 55). Die Ergebnisse der Untersuchungen des Porphyprofil (Analyse 1—5) zeigen, dass es sich um eine normale Verwitterung handelt, welche mit der Abnahme der Alkalien verbunden ist. Der Vergleich der Analysen des ganzen Porphyprofil mit der Analyse des hangenden Ergussgesteins ergibt klar den Unterschied. Es ist ein entschieden anderes Magmagestein. Die Analyse dieses Gesteins zeigt ein Übermass von  $Al_2O_3$  und  $H_2O$  was wahrscheinlich mit der Verwitterung im Zusammenhang steht. Dieselbe Analyse gibt höhere Werte der  $K_2O$  — Bestimmung an (5,94%) ähnlich den Analysen des kalifizierten Porphyrs nach Z. Rozen (14). Ein Vergleich dieser Analysen mit Grossers-Werten ist in der Tabelle IV enthalten (s. S. 57). Auf Grund dieser Analysen kann man zu den Folgerungen kommen, dass die Probe des »kalifizierten Porphyrs« aus dem Hangenden stammt und dass meine Probe ein verwitterter »kalifizierter Porphyr« ist. Ich betone, dass im Steinbruch von Miękinia zwei Ergussgesteine auftreten. Die verwitterten Gesteine aus den Hangenden sind reicher an  $K_2O$ , als die frischen und verwitterten Porphyre.

## II. Gesteine aus Siedlec

Die Beschreibung dieser Gesteine gab ich in meiner vorigen Arbeit (2). Hier möchte ich nur die Mineralzusammensetzung angeben und das veränderte Magmagestein mit dem Ton vergleichen, welcher seine Spalten ausfüllt. Zu diesem Zwecke machte ich zwei rationelle Analysen: des Gesteines (Tab. V, s. S. 59) und des Tones (Tab. VI, s. S. 61). Aus diesen Analysen geht folgende Mineralzusammensetzung hervor:

	Verändertes Gestein	Ton	
Quarz . . . . .	37,42	20,84	Gew.-%
Kalifeldspat . . . . .	38,96	2,23	„
Natronfeldspat . . . . .	2,63	0,54	„
Kalkfeldspat . . . . .	0,14	0,05	„
Kaolin . . . . .	6,33	36,32	„
Tonsubstanz . . . . .	11,97	36,52	„
Kalzit . . . . .	0,13	0,29	„
Limonit . . . . .	0,39	0,67	„

Daraus ersieht man, dass beide Gesteine Produkte der gleichen Tonverwitterung (teilweise Kaolinisierung) sind. Auch die geologischen Verhältnisse sprechen für eine nähere Verwandtschaft zwischen beiden Gesteinen. Daraus geht hervor, dass dieselben Verwitterungsprodukte eines bisher in frischem Zustande unbekanntes Magmagesteins sind. Es kann kein Beweis geliefert werden, dass  $K_2O$  von Aussen den veränderten Gesteinen zugeführt wurde. Deswegen komme ich zu der Überzeugung, dass grosse Mengen des  $K_2O$  ursprünglich im frischen Gestein sich befanden, und dass der höhere Gehalt an  $K_2O$  in verwitterten (»kalifizierten«) Gesteinen kein Ergebniss der späteren Umwandlung des Gesteins ist.

### **III. Der feuerfeste Ton aus der »Władysław«-Grube bei Poreba**

Wenn wir diese Ergebnisse der Untersuchungen des Siedlecgesteins mit den Resultaten der Analysen des feuerfesten Tones, welcher in der Nähe der krakauer Magmagesteine vorkommt (Poreba, Mirów, Grojec), vergleichen, so fällt hier eine gewisse Ähnlichkeit auf. Zwecks genauerer Einsicht in diese Verhältnisse führte ich eine neue rationelle Analyse (Tab. VII, s. S. 63) des feuerfesten Tons aus der »Władysław«-Grube bei Poreba aus. Auf diese Weise konnte festgestellt werden, dass dieser feuerfeste Ton mineralisch dem Ton aus Siedlec sehr ähnlich ist. Das ist ein Produkt derselben Verwitterungsart, wie jene der Siedlecgesteine. In der Tabelle VIII (s. S. 64) stelle ich die bisherigen Analysen dieser feuerfesten Tone und Siedlecgesteine zusammen. Der auf diesem Grund durchgeführte Vergleich ergab die petrographische Bestätigung der Richtigkeit der alten geologischen Annahme von St. Zaręczny (20), dass diese feuerfesten Tone aus Poreba, Grojec, Mirów, ein Verwitterungsprodukt der benachbarten krakauer Magmagesteine sind.

### **IV. Das Profil des Diabassteinbruches in Regulice**

Der Steinbruch in Regulice zeigt ein 45 m hohes Diabasprofil, welches von einer dünnen Schicht der Sedimentgesteine überlagert ist. In den oberen Partien ist der Diabas verwittert und durch Erosion zerstört. Das frische Gestein ist dunkelgrau,

und hat rötliche Fleckchen von Iddingsit. Bei der Verwitterung nimmt das Gestein eine rötliche Färbung an nebst grünlichen Streifen. Diese Verwitterungserscheinungen kommen nur allmählich zum Vorschein. Unter dem Mikroskop gibt das frische Gestein ein Bild der intersertalen Struktur. Ausserordentlich selten findet man Andesineinsprenglinge. Alle Olivine sind in Iddingsit umgewandelt (14). In der Grundmasse finden wir idiomorphe Plagioklase (Labrador, Andesin), xenomorphe Kalifeldspate, Augite, sehr wenig Glasbasis und Nebengemengteile wie Magnetit, Apatit. Wie die mikroskopischen Bilder zeigen, ist die Verwitterung bei den femischen Mineralien und Plagioklasen am stärksten. In ganz verwitterten Gesteinen sind viele amorphe Substanzen enthalten. Die leeren Räume dieser sind hier mit Chalzedon und Chloritsubstanz ausgefüllt. Der chemische Charakter dieser Verwitterung wird aus dem Vergleich der Analysen (Tab. IX, s. S. 67) erhellt. Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, dass dieser Prozess nicht aus den Rahmen einer Tonverwitterung herausfällt. Vom petrographischen Gesichtspunkt aus, findet man keine Grundlage zur Ableitung des an  $K_2O$  reichen Gesteins aus Poreba-Belweder vom Diabas aus Regulice. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind es ganz verschiedene Gesteine.

### **Zusammenfassung der Ergebnisse**

Nach den bisherigen Untersuchungen der krakauer Ergussgesteine kann man sie in drei Gruppen einordnen:

I. Frische Porphyre aus Miękinia, Zalas und Diabase aus Niedźwiedzia Góra, Alwernia, Regulice.

II. Gesteine reich an  $K_2O$ , welche Z. Rozen (14) als »kalifizierte« bezeichnet; das sind Gesteine aus: Miękinia Zalas, Filipowice, Poreba-Belweder und aus Siedlec.

III. Verwitterungsprodukte der vorigen Gesteine.

Z. Rozen kannte keine verwitterten alkalienarmen Gesteine und er war der Ansicht, dass die Gesteine der obigen II Gruppe, die Umwandlungsprodukte der ersteren Gruppe sind. Deshalb bezeichnete er alle krakauer Laven, als zur Kalk-Alkalireihe zugehörig. Jedoch nach den vorangehenden Ausführungen muss auch die Frage der Systematik berührt werden. Die Projektionswerte nach Niggli und Becke werden in der Tabelle X (s. S. 68) zusammengefasst. Auf Grund dieser Daten müssen die

Porphyrmagmen (Miękinia, Zalas) zu dem Typus der plagioklasgranitischen Magmen gerechnet werden. Der Diabas aus Niedźwiedzia Góra gehört zu lamprodioritischen Magmen. Die Diabase aus Regulice und Alwernia nähern sich dem Typus des gabbrodioritischen mit der Tendenz zum essexitischen Magma. Alle diese Gesteine zähle ich zu Magmen der Kalk-Alkalireihe (Fig. 3, 4, s. S. 69, 70).

Zwar kennen wir die an  $K_2O$  reichen Gesteine nur aus veränderten Materialien, aber diese Veränderungen gehen nicht so tief, dass die magmatischen Kennzeichen verwischt werden. Die systematische Zugehörigkeit dieser Gesteine kann nur im Grossen bestimmt werden. Die »kalifizierten Porphyre« aus Miękinia und Zalas gehören zum Typus des rapakiwitischen Magmas. Sie ähneln manchen orthoklasreichen Tatrgraniten. Das typisch kalireiche Gestein aus Poręba-Belweder entspricht dem Tuffit aus Bocianówka (Wolhynien). Seine magmatische Lage ist nahe dem Typus des syenitgranitischen und syenitischen Magmas (Fig. 4, 5, s. S. 70, 72). Alle diese Gesteine der Kalireihe können provisorisch »Kalitrachyte« benannt werden.

Wenn wir die frischen und die ihnen zugehörigen verwitterten Gesteine in der Projektion Si-U-L (Fig. 6, s. S. 73) betrachten, so kommen wir zu dem Ergebniss, dass die Umwandlungsrichtungen ziemlich gleich sind (auf Fig. 6 mit vollen Linien eingezeichnet). Diese Richtungen weisen den Weg zu sialitischen Gesteinen. Wenn wir in derselben Projektion die Richtungen des »Kalifikationsprozesses« ezeichnen, so bekommen wir auseinanderlaufende Richtungen (auf Fig. 6 — gestrichelte Linien). Das spricht auch gegen die Kalifikationskonzeption. Ich betone, dass die an  $K_2O$  reichen Gesteine Verwitterungsprodukte der Kalitrachyte sind und dass der höhere Kaligehalt mit dem Urgestein und nicht mit dem späteren Umwandlungsprozess verbunden ist.

Die schwachen geologischen Beziehungen zwischen frischen und »kalifizierten« Gesteinen aus Zalas bemerkte schon Z. Rozen (14). Diese Meinung gründete er auf der Analogie mit den Verhältnissen in Miękinia. Noch schwächer sind die, bisher nicht geklärten, geologischen Beziehungen der Gesteine aus Poręba—Regulice und Miękinia—Filipowice. Denn diese Ortschaften sind einige Kilometer von einander entfernt. Meine Untersuchungen ergeben, dass man in Miękinia zwei verschiedene Gesteine (Kali-

trachyt und Kalk-Alkaliporphyr) findet. Dadurch wird die Annahme, dass die Miękinia-Kaligesteine ein Umwandlungsprodukt des Porphyrs sind, hinfällig. Aber der hohe Wert des Problems der »Kalifikation« liegt in dem vor 30 Jahren von Z. Rozen gelieferten Hinweis auf das Vorkommen der Kalimagmen in der Umgebung von Krakau.

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Jan Kazimierz-Universität in Lemberg und Mineralogisch-Petrographisches Institut der Bergakademie in Krakau.

### Literatura

1. Bolewski A. O pewnej skale przeobrażonej z okolic Krzeszowice. Pos. Nauk. P. I. G. nr 45, Warszawa 1936. — 2. Bolewski A. Das metamorphe Gestein von Siedlce bei Krzeszowice. XIV Jahrg. Poln. Geol. Ges., Kraków 1938. — 3. Broder J. Diabase von Niedźwiedzia Góra bei Krzeszowice und die sie begleitenden Gebilde. Bull. Intern. Acad. Pol. Sc. Letres, Cracovie 1931. — 4. Calsow G. Über Verhältniss zwischen Kaolinen und Tonen. Chemie der Erde 2, Jena 1926. — 5. Grosser G. Die Veränderungen im Chemismus der Eruptivengesteine durch die Verwitterung. Chemie der Erde 11, Jena 1938. — 6. Harrassowitz H. Laterit. Fortschr. d. Geol. u. Paleontol. IV 14, Berlin 1926. — 7. Kamieński M. Les éléments composant des tufs volcaniques de Berestowiec. Ann. Soc. Geol. de Pologne, VIII, Cracovie 1932. — 8. Kamieński M. u. Engel Fr. Über die Eigenschaften der feuerfesten Tone aus Umgebung von Krzeszowice. Przegląd Ceramiczny VII, Warszawa 1938. — 9. Kreutz St. u. Jurek M. Der Staubfall im Süd-Polen von Ende April 1928. — Ann. Soc. Geol. de Pologne VIII, Cracovie 1932. — 10. Kuhl J. Porphyrtuff von Filipowice (Umgegend von Krzeszowice) als Trass. XII Jahrg. Poln. Geol. Ges., Kraków 1936. — 11. Linck G. u. Calsow G. Betrachtungen zur Arbeit von G. Calsow über das Verhältniss zwischen Kaolinen und Tone. Chemie der Erde 2, Jena 1926. — 12. Niggli P. Gesteins und Mineralprovinzen, I, Berlin 1923. — 13. Niggli P. Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petrograph. Mitteil. XVI, Zürich 1936. — 14. Rozen Z. Die alten Laven im Gebiete von Krakau. Bull. Intern. Acad. Sc. Lettres d. Cracovie, 1909. — 15. Samsonowicz J. Gotland, ordowik i skały wylewne na wsch. Wołyniu. Wol. Tow. Nauk., Łuck 1939. — Tokarski J. Petrografia, Lwów 1928. — 17. Tokarski J. Sur le sanidine de Berestowiec en Volhynie. Kosmos A, LIII, Lwów 1928. — 18. Tokarski J. Petrograph. Analyse der pelitartigen Elementen der Tuffite aus Berestowiec. Bull. Intern. Acad. Pol. Sc. Lettres. Cracovie 1938. — 19. Tarasenko W. nach Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, II 3, Leipzig 1921. — 20. Zaręczny St. Atlas Geologiczny Galicji. Zeszyt 3. Tekst. Akademia Umiejętności, Kraków 1894.

**B. Halicki**

## Materiały do znajomości budowy podłoża Polski północno-wschodniej

### III. Kreda

*Matériaux pour la connaissance de la structure géologique de la partie NE  
de la Pologne*

#### *III. Le Crétacé*

### **A. Materiały faunistyczne**

#### **1. Cenoman w wierceniach**

W r. 1935 zapowiedziałem uzupełnienie charakterystyki cenomanu pn.-wschodniej Polski zarówno pod względem faunistycznym, jak facjalnym na podstawie materiałów wiertniczych (9). Wprawdzie nie mogło ulegać wątpliwości, że materiał narzutowy, opracowany poprzednio, pochodzi z najbliższego otoczenia, tym niemniej poparcie tez, wysuniętych w publikacji poprzedniej, danymi wiertniczymi, uważałem za rzecz istotną i ważną. W ciągu lat następnych gromadziłem więc skrzętnie profile wszystkich wierceń, wykonanych na terenie pn.-wschodnich województw, szlamując osady cenomańskie, głównie w celu wybrania z nich fauny oraz grubszej frakcji żwirowej. Podczas wycieczek zwracałem również uwagę i na materiał narzutowy w poszukiwaniu nowych punktów masowego występowania narzutowców cenomańskich.

Wiercenia, z których zebrałem do opracowania cenoman, pochodzą z miejscowości następujących: Hancewicze, Lida, Nieśwież, Baranowicze, Wilno. Na większe skupienie narzutowych piaskowców cenomańskich natrafiłem jedynie w okolicy wsi Za-

winie (wzgórze z p. 201,8) na SW od Baranowicz, na arkuszu Lipsk<sup>1</sup>.

Wiercenie w Hancewiczach dostarczyło największej ilości fauny, przede wszystkim na skutek dużej średnicy rur, którymi zarurowano otwór świdrowy. Bogactwo faunistyczne tego punktu wyraża się zarówno znaczną ilością gatunków, jak i okazów. Oznaczyłem stąd formy następujące: *Rhynchonella* sp. sp., *Pecten* (*Neithea*) *quincocostatus* Sow., *P. (Neithea) sexcostatus* Woodw. forma  $\alpha$  Woods, *P. (Neithea) cometa* d'Orb., *P. (Chlamys) robinaldinus* d'Orb., *P. (Chlamys) galliennei* d'Orb., *P. (Chlamys) puzosii* Matheron, *P. (Chlamys) cretosus* Defr., *P. (Camptonectes) curvatus* Gein., *P. (Aequipecten) asper* Lam., *P. (Syncyclonema) orbicularis* Sow., *P. (Syncyclonema) membranaceus* Nilss., *Lima aspera* Mant., *Spondylus* cf. *dutemplei* d'Orb., *Spondylus* sp. sp., *Plicatula inflata* Sow., *P. gurgitis* Pictet et Roux, *Exogyra sigmoidea* Reuss, *E. cf. haliotoidea* Sow., *Ostrea canaliculata* Sow., *O. semiplana* Sow., *Ostrea* sp. sp., *Serpula (Spirorbula) damesi* Noetl., *Serpula (Ditrupula?) cf. macropus* Sow. *S. (Serpentula) ampullacea* Sow., *Serpula* sp. sp. Ponadto wyszlamowane zostały liczne nieoznaczalne ułamki skorup inoceramów i innych małżów, kolców regularnych i nieregularnych jeżowców, rostrów belemnitów, sfosforyzowanych ośródek ślimaków, gąbek itd.

Formy, pochodzące z wiercenia w Nieświeżu, są nieco mniej liczne: *Pecten (Syncyclonema) orbicularis* Sow., *P. (Syncyclonema) membranaceus* Nilss., *P. (Chlamys) galliennei* d'Orb., *Pecten* sp., *Pteria (Oxytoma) pectinata* Sow., *Lima* sp., *Plicatula* sp., *Exogyra conica* Sow., *E. haliotoidea* Sow., *Ostrea semiplana* Sow., *O. canaliculata* Sow., *Ostrea* sp. sp., *Serpula (Spirorbula) damesi* Noetl., *S. (Glomerula) gordialis* Schl., *S. (Serpentula) ampullacea* Sow., *Cidaris* sp., *Goniopygus* sp., sfosforyzowane fragmenty gąbek, ośródków małżów, kolce jeżowców.

Podobnie przedstawia się fauna cenomańska z wiercenia w Lidzie; poza banalnymi formami małżów i robaków, dała ona jedynie parę gatunków brachiopodów: *Morrissia suessi* Bosquet, *Rhynchonella* cf. *depressa* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow.,

---

<sup>1</sup> P. mgr L. Matwiejewówna, gromadząc w lipcu 1938 r. materiały z kredy województw pn.-wschodnich, natrafiła koło Pomerecza na piaski glaukonitowe z obfitą fauną belemnitów, należące najprawdopodobniej do cenomanu górnego. Będą one przedmiotem osobnej pracy p. Matwiejewówny.

*Pecten* (*Syncyclonema*) *orbicularis* Sow., *P.* (*Syncyclonema*) *membranaceus* Nilss., *P.* (*Chlamys*) *robinaldinus* d'Orb., *Inoceramus* sp., *Plicatula inflata* Sow., *Plicatula* sp., *Ostrea canaliculata* Sow., *O. vesicularis* Lam., *Exogyra conica* Sow., *Serpula* (*Glomerula*) *gordialis* Schl., *S.* (*Spirorbula*) cf. *tenuilineata* Brün. Nilss., *Serpula* sp. Ponadto, oprócz licznych ułamków skorup małżów i kolców jeżowców, łuski i części szkieletowe ryb oraz drobne fragmenty drewna.

Fauna z wiercenia w Baranowiczach posiada dość swoisty charakter ze względu na masowe występowanie liliowców, mszywiolów, robaków i obecność koralii. Lista oznaczonych form wygląda następująco: *Terebratella* sp. an *trifida* Meyer, *Terebratula* sp. sp., *Typocidaris praehirudo* Lamb.<sup>1</sup>, *Pentacrinus* cf. *lanceolatus* A. Roemer, *Pentacrinus* sp., *Micrabacia coronula* Gdf., *Stephanophyllia* sp. cf. *bowerbankii* Edw. et Haime, *Exogyra conica* Sow., *E. halio-toidea* Sow., *Ostrea vesicularis* Lam. var. *hippopodium* Nilss., *Pecten* sp. z grupy *robinaldinus* — *galliennei*, *Serpula* (*Glomerula*) *gordialis* Schl., *S.* (*Filograna*) *socialis* Gdf. (= *S. filiformis* Sow. non Brün. Nilss.), *Serpula* sp. sp. Występują tu również liczne ułamki skorup inoceramów, kolców i płytek jeżowców, fosforytowe ośrodki małżów i brachiopodów oraz zęby i kręgi ryb.

Wiercenia wileńskie dawały do niedawna niemal wyłącznie zęby i szczątki szkieletowe ryb oraz sporą ilość drobnych, gładkich, okrągławych lub owalnych ciałek, najprawdopodobniej koprolitów. Z małżów znaleziona została jedynie fosforytowa ośrodek *Unicardium* cf. *ringmeriense* Mant. (10). W roku 1938 wiercenie, wykonane przy klejowni na ul. Dolnej nad Wilią, natrafiło na całą ławicę fauny, która dostarczyła 13 gatunków. Wszystkie formy zachowane są bądź w postaci fosforytowych ośródek, bądź negatywów w fosforytowych konkrekcjach, bądź wreszcie same skorupy uległy fosforytyzacji. Gatunkowo oznaczono: *Rhynchonella* cf. *mantelli* Sow., *Terebratula* an *squamosa* Mant., *Terebratella menardi* Lam., *Lingula krausei* Noetl., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Pecten* (*Syncyclonema*) *orbicularis* Sow., *P.* (*Camptonectes*) *curvatus* Gein., *Pteria* (*Oxytoma*) *pectinata* Sow., *Turbo* cf. *goupilianus* d'Orb., *Serpula* (*Glomerula*) *gordialis* Schl., *S.* (*Spirorbula*) *damesi* Noetl., *S.* (*Serpentula*) cf. *ampullacea* Sow., *Odontaspis* cf. *subulata* Ag. Z oznaczonych rodzajowo wymieniam *Terebratula* sp. sp.,

<sup>1</sup> Wg oznaczenia dra R. Kongiela.



*Rhynchonella* sp., *Pecten* sp. sp., *Spondylus* sp., *Lima* sp. sp., *Dentalium* sp., poza tym ośródkie bliżej nieoznaczonych małżów i ślimaków, gąbki, zęby i kręgi ryb oraz liczne ułamki drewna.

Kilku nowych gatunków dla cenomańskiej fauny Polski pn.-wschodniej dostarczyły głazy narzutowe, występujące w znacznym zagęszczeniu koło wzgórza 201,8 przy wsi Zawinie. Rzeczą ciekawą jest okoliczność, że narzutowcom cenomańskim towarzyszą tu liczne skrzemieniałe fragmenty skał górnokredowych, zawierające również dość liczne skamieniałości.

Wśród form cenomańskich dominują pod względem ilościowym dwa gatunki. Pierwszym jest pospolity niemal wszędzie *Pecten orbicularis*, drugie zaś miejsce zajmuje *Rhynchonella mantelli* Sow., reprezentowana przez okazy nieco drobniejsze od przeciętnych, ale zupełnie typowe. Bardzo liczne są również gąbki, należące głównie do rodzajów *Craticularia*, *Plocoscyphia* i *Pachytilodia*, dość częste są otwornice z rodz. *Cristellaria* i *Nodosaria*. Pozostałe gatunki są następujące: *Pecten (Chlamys) rotomagensis* d'Orb., *P. (Chlamys) galienei* d'Orb., *P. (Neithea) aequicostatus* Lam., *P. (Neithea) quinquecostatus* Sow., *Modiola* aff. *matronensis* d'Orb., *Lucina tenera* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Exogyra conica* Sow., *Pteria (Oxytoma) pectinata* Sow. oraz *Pteria (Oxytoma)* sp. Ostatnia forma została opisana przez H. Woodsa<sup>1</sup>, który wszakże nie nadał jej nazwy gatunkowej ze względu na rzadkość występowania i znalezienie jedynie lewych skorup.

Zarówno materiały wiertnicze, jak narzutowce lokalne pozwoliły w ciągu lat ostatnich nie tylko potwierdzić paleontologicznie szeroki zasięg cenomanu w Polsce pn.-wschodniej, lecz również zestawić listę fauny, obejmującą dziś około 70 gatunków.

W zestawionej tabeli uderza różnorodność i znaczne zróżnicowanie gatunkowe zespołów zwierzęcych w poszczególnych punktach omawianego obszaru. Poza kilku gatunkami najpospolitszych przegrzebków, robaków i ostryg, każda miejscowość posiada pewną indywidualność faunistyczną. Dzieje się to pomimo, iż wszystkie zespoły charakteryzują niewątpliwie środowisko bentoniczne, morze niezbyt głębokie, o dość znacznym dopływie osadów terrygenicznych. Okoliczność ta pozwala mniemać, iż obecna lista fauny nie wyczerpuje nawet w drobnej części bogatego

<sup>1</sup> H. Woods: Cretaceous Lamellibranchia of England (Palaeontogr. Society 1904—1913), vol. II, str. 60, tabl. VIII, fig. 15a, b.

TABELA

Gatunki — Espèces	Narzutowce z pn. Polesia Poléssie (blocs errat.)		Wiercienia Sondages					
	Bronna Góra	Zawinie (près Lipsk)	Kobryn	Hancewice	Nieświcz	Baranowicze	Lida	Wilno
<i>Pisces</i>								
1. <i>Lamna</i> cf. <i>appendiculata</i> Ag. . . . .	+							
2. „ cf. <i>sulcata</i> Gein. . . . .								+
3. <i>Odontaspis</i> cf. <i>subulata</i> Ag. . . . .								+
<i>Cephalopoda</i>								
4. <i>Belemnites ultimus</i> d'Orb. . . . .				+				
5. <i>Baculites baculoides</i> Mant. . . . .				+				
<i>Gastropoda</i>								
6. <i>Turritella granulata</i> Sow. . . . .	+							
7. <i>Trochus</i> cf. <i>fischeri</i> Gein. . . . .	+							
8. <i>Turbo</i> cf. <i>goupilianus</i> d'Orb. . . . .								+
9. <i>Scurria conica</i> (d'Orb.) Zittel . . . . .	+							
<i>Lamellibranchiata</i>								
10. <i>Nucula pectinata</i> Sow. var. <i>cretae</i> Gardn. . .	+							
11. <i>Nuculana lineata</i> Sow. . . . .	+							
12. <i>Nuculana solea</i> d'Orb. . . . .	+							
13. <i>Arca</i> ( <i>Grammatodon</i> ) sp. an <i>carinata</i> Sow. . .	+							
14. <i>Unicardium</i> cf. <i>ringmeriense</i> (Mant.) . . . .								+
15. „ <i>ebrai</i> de Lor. . . . .	+							
16. <i>Lucina tenera</i> Sow. . . . .		+						
17. „ <i>pisum</i> Sow. . . . .	+							
18. <i>Corbula truncata</i> Sow. . . . .	+							
19. <i>Pteria</i> ( <i>Oxytoma</i> ) <i>pectinata</i> Sow. . . . .	+	+			+			+
20. <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow. . . . .				+				+
21. <i>Lima aspera</i> Mant. . . . .				+				+
22. <i>Pecten</i> ( <i>Camptonectes</i> ) <i>curvatus</i> Gein. . . . .	+			+	+			+
23. „ ( <i>Syncyclonema</i> ) <i>orbicularis</i> Sow. . . . .	+	+		+	+			+
24. „ „ <i>membranaceus</i> Nilss. . . . .	+			+	+			+
25. „ ( <i>Chlamys</i> ) <i>robinaldinus</i> d'Orb. . . . .	+			+	+		+	+
26. „ „ <i>gallienii</i> d'Orb. . . . .	+	+		+	+	+		
27. „ „ <i>cretosus</i> Defr. . . . .	+			+	+		+	
28. „ „ <i>puzosii</i> Math. . . . .	+			+	+			
29. „ „ <i>inserens</i> Gein. . . . .	+			+	+			
30. „ „ cf. <i>rothomagensis</i> d'Orb. . . . .		+						
31. „ „ cf. <i>cenomanensis</i> d'Orb. . . . .	+							
32. „ ( <i>Aequipecten</i> ) <i>asper</i> Lam. . . . .				+	+			
33. „ ( <i>Neithea</i> ) <i>quinquecostatus</i> Sow. . . . .		+			+			
34. „ „ <i>sexcostatus</i> Woodw. forma <i>a</i> Woods. . . . .					+			

Gatunki — Espèces	Narzutowce z pn. Polesia Polésie (blocs errat.)		Wiercienia Sondages				
	Bronna Góra	Zawinie (près Lipsk)	Kobryń	Hancewice	Nieświż	Baranowicze	Lida Wilno
35. <i>Pecten (Neithea) aequicostatus</i> Lam. . . . .		+					
36. „ „ <i>cometa</i> d'Orb. . . . .				+			
37. <i>Plicatula gurgitis</i> Pictet et Roux. . . . .				+			+
38. „ „ <i>cf. inflata</i> Sow. . . . .				+			+
39. <i>Spondylus cf. dutemplei</i> d'Orb. . . . .				+			
40. <i>Ostrea canaliculata</i> Sow. . . . .	+			+	+		+
41. „ <i>vesicularis</i> Lam. . . . .							+
42. „ „ „ <i>var. hippopodium</i> Nilss. . . . .	+					+	
43. „ <i>semitlana</i> Sow. . . . .				+	+		
44. <i>Exogyra conica</i> Sow. . . . .	+	+	+	+	+	+	+
45. „ <i>sigmoidea</i> Reuss. . . . .	+			+			
46. „ <i>haliotoidea</i> Sow. . . . .	+			+	+	+	
47. <i>Septifer cf. lineatus</i> Sow. . . . .	+						
48. <i>Modiola aff. matronensis</i> d'Orb. . . . .		+					
49. „ <i>cf. reversa</i> Sow. . . . .	+						
<i>Brachiopoda</i>							
49. <i>Lingula krausei</i> Nötl. . . . .							+
50. <i>Rhynchonella grasii</i> d'Orb. . . . .							
51. „ „ <i>sp. cf. compressa</i> Lam. . . . .	+						
52. „ „ <i>cf. depressa</i> Sow. . . . .	+						+
53. „ „ <i>mantellii</i> Sow. . . . .		+					+
54. <i>Terebratula biplicata</i> Sow. . . . .	+						
55. „ „ <i>cf. squamosa</i> Mant. . . . .							+
56. <i>Morrissia suessi</i> Bosquet. . . . .							+
57. <i>Terebratella menardi</i> Lam. . . . .							+
58. „ „ <i>sp. an trifida</i> Meyer . . . . .						+	
<i>Echinodermata</i>							
59. <i>Typocidaris praeirudo</i> Lamb. . . . .							+
60. <i>Pentacrinus cf. lanceolatus</i> A. Röml. . . . .							+
<i>Anthozoa</i>							
61. <i>Micrabacia coronula</i> Gdf. . . . .							+
62. <i>Stephanophyllia sp. cf. bowerbancki</i> Edw. et Haime . . . . .							+
<i>Vermes</i>							
63. <i>Serpula (Glomerula) gordialis</i> Gdf. . . . .	+				+	+	+
64. „ „ <i>(Spirorbula) damesii</i> Nötl. . . . .					+	+	+
65. „ „ „ <i>tenuilineata</i> Br. Nills. . . . .							+
66. „ „ <i>(Serpentula) ampullacea</i> Sow. . . . .					+	+	+
67. „ „ <i>(Ditropula?) cf. macropus</i> Sow. . . . .					+		
68. „ „ <i>(Filograna) socialis</i> Gdf. . . . .						+	

świata organicznego, rozwijającego się w morzu cenomańskim i da się z biegiem czasu wydatnie rozszerzyć i uzupełnić.

Niestety, żaden z cytowanych obecnie punktów nie dostarczył głowonogów, które umożliwiły by dokładniejsze sprecyzowanie poziomu stratygraficznego osadów cenomańskich. Odsłonięcia na obszarze wschodniego Wołynia oraz wiercenia w Kobryniu (37, 46), gdzie znaleziono bądź głowonogi, bądź inoceramamy, wskazują na różne poziomy piętra cenomańskiego. Dane pośrednie, cytowane w następnym rozdziale, pozwalają na wyjaśnienie tej okoliczności na drodze przyjęcia tezy o ciągłości zalewu środkowo i górno-kredowego w Polsce pn.-wschodniej przy równoczesnej zmienności zarysów i częstych oscylacjach poziomu morza.

## 2. Nowe dane faunistyczne z kredy górnej

Niektóre spośród omówionych wierceń dostarczyły również pewnej ilości fauny z osadów górno-kredowych. Ponadto w okolicy wzgórza 201,8, wymienionego powyżej, zebrałem obok cenomanu sporo narzutowych skrzemieniałych jasnych margli z fauną, zachowaną w postaci ośródek i negatywów.

W Nieświeżu materiał górno-kredowy szlamowałem osobiście w trakcie wiercenia, wobec czego jest on względnie obfity: *Terebratulina gracilis* Schl. (liczna), *T. cf. striata* Wahl., *Plicatula barroisi* Peron (liczna), *Spondylus latus* Sow., *Ostrea vesicularis* Lam., *O. vesicularis* Lam. var. *hippopodium* Nilss., *O. canaliculata* Sow., *Exogyra haliotoidea* Sow., *Bairdia subdeltoidea* Müntz. (liczna), *Porosphaera globularis* Phil., *Serpula (Glomerula) gordialis* Schl., liczne fragmenty małżów (dużo inoceramów), jeżowców (ułamki kolców, płytki), mszywioly, liliowce i otwornice<sup>1</sup>. Na fosforytach cenomańskich i otoczkach w stropie cenomanu występowały ponadto *Dimyodon bohmi* Stolley, *D. costatus* Grönwall i *Webbina cf. rugosa* d'Orb.<sup>2</sup>

Górna kreda z wiercenia w Hancewiczach została wyszlamowana z piętnastu prób wiertniczych, pobieranych w sporej ilości co dwa metry, a przechowywanych w Zakładzie Geologii U. S. B. Materiał został podzielony na dwie części i przeszlamowany osobno (z głęb. od 82,20 do 101,00 m oraz od 101,00 do

<sup>1</sup> Materiał otwornicowy z g. kredy pn.-wsch. Polski zostanie opracowany osobno przez p. L. Matwiejewównę.

<sup>2</sup> Ostatnią formę oznaczyła p. L. Matwiejewówna.

115,10). Z poziomu niższego wydobyto następujące okazy: *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp., *Terebratulina gracilis* Schl., *T. striata* Wahlb., *Ostrea canaliculata* Sow., *O. vesicularis* Lam., *O. vesicularis* Lam. var. *hippopodium* Nilss., *Ostrea* sp. sp., *Plicatula barroisi* Peron, *Plicatula* sp., *Spondylus* sp., *Inoceramus* sp. (bardzo liczne ułamki), *Stellaster*? sp., *Serpula (Glomerula) gordialis* Schl., *Pollicipes glaber* A. Roem., *Bairdia subdeltoidea* Munst. (b. liczna), płytki i kolce jeżowców regularnych i nieregularnych, mszywioly, otwornice.

Poziom wyższy był w faunę uboższy: *Ostrea canaliculata* Sow., *O. vesicularis* Lam. var. *hippopodium* Nilss., *Ostrea* sp. sp., *Inoceramus* sp., *Bairdia subdeltoidea* Münt., *Serpula (Serpentula) fluctuata* Sow., *S. (Spirobula) hisingeri* Lundgr., *S. (Glomerula) gordialis* Schl., szczątki jeżowców, mszywiolów, małżów i otwornice.

Z otworu świdrowego w Lidzie (studnia kolejowa) zebrałem niewielką ilość materiału z hałdy już po ukończeniu wiercenia. Z tego względu posiadana stąd fauna jest bardzo nieliczna. Z form oznaczonych gatunkowo mogę wymienić jedynie *Terebratulina gracilis* Schl., znalezioną w kilku okazach; dobrze zachowane są poza tym mszywioly. Resztę reprezentują liczne ułamki skorup inoceramów i innych małżów (przede wszystkim przegrzebków i ostryg), kolce i płytki jeżowców, rozgwiazd oraz robaki i otwornice. Jeden ułamek skorupy brachiopoda należy najprawdopodobniej do *Kingena lima* Defr.

Głazy narzutowe, zebrane w okolicy wzgórza 201,8 przy wsi Zawinie, zawierają najcenniejszą dla ustalenia ich wieku faunę, w pierwszym zaś rzędzie inoceramów, które w wierceniach występują z reguły w postaci nieoznaczalnych ułamków. Ogółem udało się oznaczyć stąd 14 gatunków: *Terebratulina gracilis* Schl., *Inoceramus* sp. z grupy *In. schloenbachi* J. Boehm., zbliżone do *In. latus* Mant.<sup>1</sup>, *Pecten undulatus* Nilss., *P. puggaardi* Ravn., *P. cf. cretosus* Defr., *Lima* cf. *cretacea* Woods, *L. cf. denticulata* Nilss., *Spondylus spinosus* Sow., *Plicatula barroisi* Peron, *Ostrea vesicularis* Lam. var. *hippopodium* Nilss., *Exogyra haliotoidea* Sow., *Clavagella elegans* Müll., *Scalpellum angustatum* Gein., *Porosphaera globularis* Phil.

Jak się zdaje, we wszystkich wymienionych zespołach górno-kredowych reprezentowany jest wyłącznie turon, aczkolwiek tylko zespół z okolic wzgórza 201,8 pozwala na dokładniejsze sprecy-

<sup>1</sup> Oznaczenie inoceramów zawdzięczam uprzejmości dra S. Zb. Różyckiego.

zowanie wieku i zaliczenie do turonu górnego. Publikowane obecnie materiały faunistyczne potwierdzają zatym dotychczasowe poglądy o braku senonu w kredzie białoruskiej. Na naszym obszarze pojawia się on dopiero dalej na zachód, w krach okolic Grodna i Mielnika n. B.

## **B. Wykształcenie osadów środkowo i górnokredowych w Polsce pn.-wschodniej i obszarach przyległych**

Pomimo dysponowania wyłącznie materiałem wiertniczym, okazało się możliwym w niektórych przypadkach ustalenie stosunku osadów górnokredowych do podścielającego cenomanu. Dla wyjaśnienia tej kwestii wypadło wyzyskać kryteria litologiczne i petrograficzne, jak również i faunistyczne. Szczególnie ważnymi były otwory, z których bądź pobierano regularnie próby w małych odstępach pionowych, bądź też takie, nad którymi można było roztoczyć osobisty nadzór podczas wiercenia.

### Hancewicze

Studnia kolejowa. Obfite próby pobierano w odstępach dwumetrowych oraz przy każdej rzucającej się w oczy zmianie osadu. Próby w Zakładzie Geologii U. S. B.

0,00— 44 m — czwartorzęd glac.

44— 85,20 — trzeciorzęd (Q pregl. *pro parte*).

85,20—115,10 — kreda biała. Seria kredowa daje się podzielić na kilka poziomów: partia stropowa (głęb. 85,20—87,00) zawiera niewielką domieszkę piasku kwarcowego, trochę większych, ponad 1 mm, ziarn kwarcu i blaszek muskowitu oraz glaukonit; z głęb. 87—89 m pochodzą drobne ciemne fosforyty o połyskującej gładkiej powierzchni. Nieco większa domieszka materiału terrygenicznego powtarza się na głębokościach 93—95 m (sporo ziarn kwarcu i skaleni do 2 mm, sporadycznie — do 3 mm średnicy, drobny piasek kwarcowy, muskowit), 99—101 m (drobny piasek kwarcowy, pojedyncze ziarna do 1 mm, przeważnie przezrocyste,

b. mało muskowitu), 113—115 m (materiał, jak z głęb. 93—95 m). Wraz z materiałem terrygenicznym wzrasta ilość glaukonitu. Kreda z głęb. 105—113 m reprezentuje osad niemal wyłącznie organogeniczny.

115,10—116,90 — cenoman. Piaski glaukonitowe, sypkie, na ogół średnioziarniste, nieco wapniste, z obfitą fauną, szarozielonkawe. Zawierają sporą ilość frakcji grubszej, przeważnie kwarcowej i skaleniowej od 1 do 4 mm średnicy (frakcja drobna — kwarcowa) oraz żwir, dość dobrze obtoczony o średnicy do 1, a nawet 1,5 cm.

Żwir składa się z okruczków skał następujących: 1. luźnych skaleni i kwarców, pochodzących z wietrzenia skał głębinowych, bądź też całych fragmentów granitów (gros frakcji żwirowej); 2. ciemnych, prawie czarnych skał wylewnych o wyglądzie bazaltów; 3. żółtych z czarną korą i czarnych krzemieni, najprawdopodobniej karbońskich; 4. szarawych wapieni i dolomitów, wśród których znalazł się dobrze zachowany, choć nieco obtoczony, okaz *Camarotoechia* ex. gr. *livonica* Buch. Skamieniałość ta umożliwia zaliczenie otoczków skał wapienno-dolomitowych do dewonu.

116,90—137,60 — cenoman — alb? Seria piasków marglistych, nierównoziarnistych, brylujących się, ze słabo obtoczonymi, lub nawet nieobtoczonymi okruczkami skaleni i kwarcu (mniej) do 1,5 cm średnicy. We frakcji drobniejszej, w zasadzie kwarcowej, występuje m. i. domieszka minerałów z grupy magnetytu, muskowit, a nawet niekiedy, biotyt. W niektórych poziomach (razem 10 prób) pojawiają się okruczki jasnych margli piaszczystych, drobne konkretje piritowe wzgl. markazytowe, cementujące ziarna piasku, oraz nieliczne szerniałe ziarna glaukonitu (z wtórnego złoża?). W partii spągowej dość częste są drobne otoczki ciemnobrunatnych ilów bezwapiennych. Rozmieszczenie

materiału grubszego w poszczególnych próbach nie jest równomierne. Najmniej go się znajduje w partii stropowej, najwięcej na głębokościach 199—121 m, 127—129 m i 131—133 m, gdzie osiąga on równocześnie najpoważniejsze rozmiary (1—1,5 cm).

137,60—256,00 — ordowik. Ceglasczerwona, głębiej fioletowo-czerwona seria piaszczysto-ilasta

Górna kreda reprezentuje, jak się zdaje, ciągłą serię sedymentacyjną, osadzoną w morzu, w którym prądy prznosiły ziarna piasku, osiągające dość znaczne rozmiary. Nie są to przy tym ziarna matowe, oglądzone eolicznie (choćby trafiają się i takie), lecz przeważnie przezroczyste, błyszczące, obtoczone w środowisku wodnym.

Cenoman (115,10—116,90) jest najprawdopodobniej zredukowany, być może na drodze erozji podmorskiej. Dopływ grubego materiału terrygenicznego wskazuje na bliskość lądu. Ponieważ w serii podścielającej występuje wyłącznie materiał, pochodzący z wietrzenia skał głębinowych masywu krystalicznego, wypadło by w żwirach cenomańskich nadległych odczytać inny, dodatkowy kierunek transportu. Ze względu na petrograficzny skład omawianej frakcji i logikę tektoniczną, widziałbym źródło dopływu otoczków skał krystalicznych na wschodzie, pozostałych komponentów — na zachodnim przedpolu masywu (wyspy?).

Kompleks nierównoziarnistych piasków ze żwirem krystalicznym (116,90—137,60) najbardziej przypomina osady deltowe. Materiał, wchodzący w skład grubej frakcji, nie różni się zupełnie, ani składem petrograficznym ani rozmiarem, od składników żwirowych, zawartych w leżącej pod nim serii czerwonej, jest tylko trochę lepiej obtoczony.

## Lida

Wiercenie przy studni kolejowej. Wspomina o nim krótko J. Samsonowicz, który oglądał dublety próbek (39). Według prób, znajdujących się w Zakładzie Geologii U. S. B., pełny profil tego otworu przedstawia się następująco:

0,00—78,45 — czwartorzęd  
78,45—117,25 — trzeciorzęd



- 117,20—120,00 — kreda pisząca z kilkuprocentową domieszką doskonale obtoczonego piasku kwarcowego (poszczeg. ziarna dochodzą do 2—3 mm średnicy) i nielicznymi, drobnymi fosforytami; sporadyczne ziarna glaukonitu i blaszki muskowitu.
- 120,00—164,00 — kreda pisząca o nieco mniejszym udziale piasku; oprócz kwarcu występują w nim zato obtoczone skalenie i, obficie, muskowitz. Nieliczne drobne łuseczki krzemieni (rozbite dłutem) dowodzą obecności w osadzie luźnych buł krzemiennych<sup>1</sup>.
- 164,00—164,50 — cenoman. Piaski kwarcowe, dość drobne, silnie margliste, mocno brylujące się, z glaukonitem i drobnymi kongrecjami fosforytowymi o polyskującej, gładkiej powierzchni.
- 164,50—165,75 — piaski, jak wyżej, szarozielonkawe. Zawierają niewątpliwie wkładki marglu piaszczystego, szarawego, z glaukonitem, na co wskazują liczne, spore nawet, ułamki w próbce. Poza fosforytami, oba poziomy zawierają obfitą faunę (str. 87—88).
- 166,75—174,00 — piasek szarozółtawy, na ogół dość drobny, zawierający wszakże około 10%-ową domieszkę grubszych ziarn kwarcu (2—3 mm średnicy) oraz, sporadycznie, podobnych rozmiarów skalenie. Nie stanowią rzadkości niewielkie blaszki muskowitu; glaukonitu mniej, aniżeli w osadach poprzednich; marglistość stosunkowo niewielka. Duże kongrecje fosforytowe, piaszczyste, o nierównej, szorstkiej powierzchni.
- 174,00—177,35 — piasek kwarcowy o ziarnie przeważnie dość drobnym, nieco wapnisty, sypki, jasny z popielatawozielonkawym odcieniem. Zawiera sporą domieszkę glaukonitu. Frakcja drobna (<1 mm) kwarcowa z domieszką muskowitu. Frakcja grubsza (kilkanaście % objętości) składa się

---

<sup>1</sup> Na hałdzie po zakończeniu wiercenia znalazła się również kreda o odcieniu szarawozielonkawym, zawierająca większą domieszkę glaukonitu. Najprawdopodobniej pochodzi ona z poziomów spągowych, które wszakże należą jeszcze do kredy górnej (zawierają *Terebratulina gracilis*).

z niezbyt dokładnie obtoczonych ziarn kwarcu oraz świeżych szarych skaleni. Maksymalny rozmiar okruchów osiąga wyjątkowo 0,5 cm, przeważnie wynosi 2—3 mm.

Na specjalne podkreślenie zasługuje obecność w tej frakcji obtoczonych fragmentów czarnych, mikowych ilów, bezwapiennych lub odwapnionych, bardzo przypominających ility górnoooksfordzkie z kry lodowcowej w Puszkarni. Dwa zęby żarłaczy.

- 177,35—178,55 — piaskowiec porowaty, scementowany krzemionką, bezwapienny, jasny, z domieszką glaukonitu. W piaskowcu tkwią większe ziarna i okruchy kwarcu i skaleni oraz około półcentymetrowy otoczek jasnobrunatnego ilu. Poza tym w próbce znajduje się niewielka ilość piasku, identycznego z piaskiem poziomym nadległego. Piaskowiec reprezentuje zapewne poziom cementacyjny w serii piaszczystej.
- 178,55—181,20 — piasek kwarcowy, dość drobny, jasny, z domieszką glaukonitu i muskowitu, nieco wapnisty. Frakcja grubsza uboga: ziarna kwarcu, skaleni ok. 1 mm średnicy oraz drobne okruchy czarnych ilów mikowych. Spory ząb żarłacza.
- 181,20—185,70 — piaskowiec, jak w warstwie z głęb. 177,35—178,55, z domieszką piasku jak wyżej.
- 185,70—195,70 — gruba arkoza z domieszką piasku silnie marglistego jasnego, brylującego się. We frakcji grubej (do 2 cm średnicy) przeważają szaropopielate skalenie, słabo obtoczone, niektóre częściowo skaolinizowane. Spąg cenomanu.
- 195,70—270,00 — palcozoik? Czerwone arkozy, leżące na granitowym rumoszu.

Górna kreda charakteryzuje się nieco większym dopływem materiału terrygenicznego, aniżeli w Hancewiczach. Dopływ ten zwiększa się w osadach cenomańskich, przy czym średnica otoczków i okruchów skalnych wzrasta równoległe ku spągowi. W morzu cenomańskim istniały zatym w pobliżu Lidy płytkie mielizny, bądź nawet wyspy, z których silny prąd morski mógł przynieść większe ziarna skalne i składać je wśród osadów drobno-

piaszczystych. Charakterystyczne jest zanikanie skałeni w stropie kredy równoległe z pogłębianiem się morza i zanurzaniem się pod jego powierzchnię kulminacji masywu krystalicznego, który poprzednio dostarczał sporych ilości materiału klastycznego.

Na osobne podkreślenie zasługuje obecność w piaskach cenomańskich otoczków ciemnych ilów mikowych o wyglądzie ilów jurajskich facji popielańskiej. W związku ze stwierdzeniem występowania jury analogicznego typu przez A. Jaroszewicz-Kłyszynską w kol. Pustosz pomiędzy Olkienikami a Bieniakoniemi (13), otoczki te mogły by przemawiać za autochtonizmem, wzgl. »parautochtonizmem« (lokalne złuszkowania glacictektoniczne) jury olkienicko-bieniakońskiej.

### Druskieniki

Wiercenie to, z którego próby pobierane były w odstępach 3-metrowych, omówiłem na innym miejscu (11). Wypadnie tu jedynie przypomnieć o znacznej domieszce materiału terrygenicznego w spągowych partiach białej kredy, która poza tym oddzielona jest od cenomanu płytą fosforytową.

Ziarna kwarcu w najniższych poziomach górnej kredy dochodzą do 2 mm średnicy i stanowią około połowy objętości skały. Poważniejsza domieszka piasku kwarcowego daje się zauważyć do głęb. 197 m (11 m od spągu); wyżej, do głęb. 182 m (26 m od spągu), zmniejsza się ona stopniowo do kilku %, po czym spada do minimum. Również rozmiar ziarn kwarcu maleje ku stropowi zupełnie wyraźnie. Wyższe poziomy kredy reprezentują niemal czysty osad wapienny.

Ciągłość sedymentacji w obrębie serii kredowej zdaje się nie ulegać wątpliwości. Pomiędzy górną kredą a cenomanem — wzmożenie się prądów i możliwy *hard-ground*.

### Nieśwież

Wiercenie przy szkole powszechnej. Próby w Zakładzie Geologii U. S. B. Fragment profilu, ilustrujący stosunek górnej kredy do cenomanu, został ustalony na podstawie osobistych obserwacji podczas wykonywania wiercenia.

0,00—122,50 — czwartorzęd  
122,50—139,00 — trzeciorzęd. Na pograniczu z kredą warstwa górno-kredowych krzemieni.

- 139,00—148,80 — kreda górna. W partiach wyższych wykształcona w facji dość czystej kredy piszącej o b. nieznacznej domieszce drobnych ziarn kwarcu (do 1 mm średnicy). Ku dołowi ilość materiału terrygenicznego wzrasta, pojawia się glaukonit, nadający skale w jej poziomach spągowych zabarwienie szarawozielonkawe.
- 148,80—149,50 — cenoman. Piaski margliste z glaukonitem i fauną, zielonawoszare. Wśród piasków spotykają się skupienia mocno scementowane lepiszczem krzemionkowym, przepelnione spikulami gąbek Na kontakcie z kredą warstewka drobnych fosforytów i żwiru. Na powierzchni kongrecji fosforytowych i otoczków dość często są przytwierdzone okazy górno-kredowych gatunków: *Dimyodon böhmi* Stoll., *D. costatus* Grönw. oraz *Dimyodon* sp. i *Webbina* cf. *rugosa* d'Orb.<sup>1</sup>.
- Żwir składa się z otoczków kwarcu, zlewnych, mocno przekryształizowanych, jasnych i różowawych kwarcytów oraz, mniej licznych, granitów (bądź wyłącznie skaleni). Ponadto znalazły się fragmenty ciemnoszarego łupku ilastego oraz syderytu ilastego. Maksymalny rozmiar otoczków nie przekracza 2,5 cm. Wyjątek stanowi większy fragment syderytu ilastego, którego wymiary wynoszą 4,5×3,5×2 cm.
- 149,50—153,50 — paleozoik. Iły piaszczyste, wapniste, żółtawopopielatawe z wtrąceniami białawych margli oraz ilów tłustych, siwawobłękitnawych i czerwonych, prawie bezwapiennych. Rzadkie kongrecje pirytowe.
- 153,50—161,20 — piaskowce drobnoziarniste, jasne różowawo-żółtawe, prawie bezwapienne. Spągu nie osiągnięto.

Pomiędzy cenomanem a górną kredą zaznacza się wyraźny hiatus. Cenoman jest niewątpliwie mocno zredukowany; na jego

---

<sup>1</sup> Ostatnia forma ma zasięg stratygraficzny większy, spotyka się bowiem również w kredzie środkowej.

zniszczonej powierzchni rozlewa się szeroko morze górnokredowe, prawie całkowicie pozbawione wpływów lądowych. Na otoczkach osiadają liczne dimyodony i otwornice denne, wskazując na trwającą jeszcze czas jakiś przerwę w procesach sedymentacji.

Zastanawiającym jest znalezienie w żwirach cenomańskich Nieświeża sporego ułamka syderytu ilastego. Wkładki syderytowe znane są na obszarach sąsiednich (Prusy, Litwa, Polesie wschodnie) wyłącznie z osadów jurajskich. Prawdopodobnie więc otwór świdrowy natrafił na fragment rozmytych residuów jury typu borealnego, wyprzątniętej niemal całkowicie przez popurajską erozję i denudację.

Spoczywający pod cenomanem paleozoik może należeć do dewonu, nie wykluczona jest wszakże możliwość synchronizowania go z sylurem wołyńskim.

#### Baranowicze

Wiercenie przy szpitalu miejskim. Obfite próby w Zakładzie Geologii U. S. B.

- 0,00—113,00 — czwartorzęd
- 113,00—133,50 — trzeciorzęd z warstwą krzemieni w spągu.
- 133,50—143,00 — biała kreda pisząca z domieszką przezroczystych ziarn kwarcowych (1—2 mm) oraz ze sporadycznymi drobnymi otoczkami kwarcu i jasnych, mocno przekryształizowanych kwarcytów. Zawiera ponadto ułamki krzemieni i trochę ziarn glaukonitu.
- 143,00—154,00 — kreda biała piaszczysta, z większymi otoczkami kwarcytów i kwarcu oraz uławkami krzemieni i fosforytów. Drobną domieszką glaukonitu.
- 154,00—167,00 — dobrze obtoczone żwiry z niewielką ilością piasku, grubiejące ku spągowi. Najgrubszy materiał skupił się w poziomie 166-167 m (2 próby). Żwir składa się z skał następujących:
- 1) kwarce do ok. 3 cm średnicy, przeważnie matowe lub tłuste, rzadko tylko przezroczyste, głównie białawoszare, lecz również zielonkawe lub różowawe (rzadziej). Większość pochodzi niewątpliwie ze skał głębinowych:

miejskami widoczne przerastanie się ze skaleniami, rzadziej z muskowitem;

2) skalenie, na ogół świeże, dobrze obtoczone, jedynie niektóre zmętniałe na skutek rozpoczynającego się procesu kaolinizacji, o przewadze barw szarych i ciemnych; różowych niewiele. Przeciętny rozmiar 1—2 cm, niektóre otoczaki — do 4 cm średnicy;

3) skały krystaliczne głębinowe, przeważnie drobnoziarniste, na ogół drobne, o wymiarach 1—1,5 cm (być może, wśród otoczków tych reprezentowane są również skały gnejsowe);

4) skały wylewne, ciemnoszare, niekiedy prawie czarne, o teksturze zbitej, rzadziej migdałowcowej, o wyglądzie bazaltów. Niektóre z nich mocno impregnowane pirytem, który poza tym wypełnia szereg próżni i spękań. Maksymalne rozmiary do 5 cm;

5) spory rozbity kawałek ciemnego, zielono wietrzącego diabazu (?) o wymiarach  $3,5 \times 3,5 \times 5$  cm;

6) zlewne, szkliste, mocno przekrystalizowane kwarcyty; jasne, o zmiennych odcieniach, do 5 cm średnicy. Niektóre otoczaki reprezentują skalę arkozową, lecz drobne ziarna skaleni uległy całkowitemu skaolinizowaniu; zachowały się jedynie nieliczne drobne blaszki muskowitu;

7) krzemienie woskowożółte o czarnej polyskującej korze, z nieoznaczalnymi szczątkami fauny, najprawdopodobniej karbońskie, do 7 cm średnicy;

8) krzemienie żółtawe i żółtawoszare, często z jasną powłoką, identyczne z niektórymi krzemieniami górnourajskimi z Polesia. Zawierają faunę w postaci negatywów liliowców, kolców regularnych jeżowców z rodz. *Cidaridae*, ceriopory itd. Do 6—7 cm średnicy;

9) jasne skrzemieniałe wapienie z nie-

oznaczalnymi okruchami fauny, czasem ze smugami krzemiennymi. Prawdopodobnie wiążą się krzemiensiami jurajskimi (średnica do 4 cm);

10) ciemne lupki rogowcowe, doskonale obtoczone o czarnej połyskującej powierzchni (1—2 cm średnicy);

11) spory głazik ilastego, szarawego dolomitu, przypominającego dolomity dewońskie (ponad 3 cm dług.);

12) mało zwięzłe piaskowce ilaste z miką, jasne lub zielonkawe (drobne otoczaki);

13) fragment zwęglonego drewna mocno impregnowanego siarczkami żelaza.

167,00—172,00 — cenoman. Piasek nierównoziarnisty, wapnisty, (2 próby) z domieszką glaukonitu, obfitą fauną i konkrejami fosforytowymi, należącymi do 2 generacji. Zawiera żwir, analogiczny z opisanym powyżej, lecz znacznie drobniejszy.

172,00—177,10 — kreda dolna? Piasek kwarcowy, gruboziarnisty, bezwapienny, niezbyt dokładnie obtoczony, brunatnoszary, z kawałkami drewna, impregnowanego siarczkami żelaza.

177,00—177,10 — wkładka łu bezwapiennego, ciemnoszarego, zawierającego domieszkę detritusu roślinnego;

177,10—180,00 — piasek kwarcowy, bardzo gruby, lekko wapnisty, brudnoszary. Zawiera niewielkie otoczaki kwarcu, kwarcytów i nielicznych skaleń (do 2 cm średnicy);

180,00—186,00 — piasek j. w., żwirowaty, z większą ilością materiału grubszego (do 5 cm średnicy) oraz siarczkami żelaza, cementującymi piasek w nieregularne skupienia.

Przerwa w sedymentacji pomiędzy cenomanem a górną kredą jest zaakcentowana jeszcze mocniej, aniżeli w Nieświeżu, Morze górno-kredowe, sądząc z zachowanej serii osadu, znajdowało się pod bardzo znacznym wpływem pobliskiego ładu, dostarczającego mułom kredowym sporych otoczków kwarcytów i kwarcu. Obficie reprezentowane w osadach cenomańskich liłowce, mszywioly oraz korale wskazują na tendencję do tworzenia się raf. Pod cenomanem leżą niewątpliwe osady łądowe.

## Wilno

Ogólną charakterystykę skał, budujących podłoże Wilna, podałem w II cz. »Materiałów« (10). Na tym miejscu wypada jedynie podkreślić częste występowanie wśród preglacjalnych żwirów krzemieni górno-kredowych, otoczków kredy glaukonitowej oraz domieszki, w równowiekowych osadach piaszczystych, dość licznych spikul gąbek, a niekiedy również obtoczonych otwornic. Świadczy to o zasięgu morza górno-kredowego w kierunku północnym aż poza Wilno, być może nawet po linię Dźwiny, za czym przemawiają krzemienie i porwaki kredy, znajduwane w morenach okolic Konstantynowa, Wilejki pow. i Jeziora Świrskiego (6).

Analiza wierceń omówionych powyżej pozwala na niedwuznaczną, a w niektórych przypadkach przynajmniej prawdopodobną interpretację profilów. Nie ulega wątpliwości, że w Baranowiczach istnieje poważna luka w sedimentacji morskiej pomiędzy cenomanem a górną kredą. Luka ta, jak wynika z charakteru osadów, oddzielających cenoman od kredy piszącej, nie może odpowiadać jakiejś przemijającej fazie kredowego zalewu, zaznaczonej wzmożonymi prądami i związanej z nimi erozji podmorskiej. Grubość materiału klastycznego nie da się bowiem wytłumaczyć nawet bardzo znacznym spłyceniem morza; musiało tu zajść niewątpliwie całkowite wynurzenie. Trudno jest jedynie w danej chwili przesądzić, czy powstały w tym czasie w okolicy Baranowicz wyspy o stromych klifowych brzegach, niszczonej przez kipieli morską, czy też żwiry podkredowe stanowią obiekt transportu przy współudziale wód płynących z lądu nieco rozleglejszego. Różnorodność skał, wchodzących w skład żwirów baranowickich, i dokładna selekcja petrograficzna przemawia raczej za możliwością ostatnią.

Analogiczne zjawisko obserwujemy w podłożu Nieświeża. Cenoman został tu zredukowany do cienkiej warstewki piasków, przykrytych, podobnie jak w Baranowiczach, żwirami o charakterze allochtonicznym. Żwiry te są jednak w Nieświeżu znacznie drobniejsze, a miąższość ich nie przekracza kilkunastu cm. Jesteśmy tu, być może, w peryferycznej strefie wynurzeń, ponieważ w żadnym innym wierceniu na pn-wschodzie Polski, przynajmniej



dotychczas, gruboklastycznego materiału pomiędzy cenomanem a górną kredą nie napotkano.

Epizod wynurzenia baranowicko-nieświeski znajduje tym niemniej swój odpowiednik w powtarzających się lukach stratygraficznych i zmianach warunków sedymentacji w obrębie kredy na obszarach przyległych. Że zjawisko to miało rozległy zasięg regionalny i nie ograniczało się wyłącznie do czasów bezpośrednio pocenomańskich, wynika z przeglądu literatury.

W Prusach Wschodnich rzuca się w oczy dysproporcja pomiędzy miąższością cenomanu i górnej kredy. W Licbarku cenoman liczy zaledwie 0,5 m grubości, gdy kreda górna osiąga 337 m; w Królewcu, gdzie cała kreda jest nieco cieńsza, odpowiednie liczby wynoszą 36 i 181 m; w Heinrichswalde — 12 i 114 m; inne wiercenia nie osiągnęły, niestety, kredy środkowej. Cenoman jest wszędzie wykształcony w facji terrygeniczej, piaszczystej, w Królewcu zawiera nawet wtrącenia żwirowe (47).

Obecność turonu w wierceniach tych jest przyjmowana głównie na podstawie obecności w osadach kredowych kongrecji krzemiennych (kryterium zawodne), nigdzie zaś nie została stwierdzona paleontologicznie. Nie wykluczone, że istnieją tu luki w sedymentacji, podobnie jak w santonie, o czym wspomina P. Krause (18). Faktem jest, że wpływy lądowe dają się śledzić w całej serii kredowej w postaci dość obfitej domieszki ziarn piasku i miki, występującej często w osadach marglistych, nie wyłączając najwyższych poziomów senonu (18, 47).

Możliwe, że źródło materiału detrytycznego mieściło się nie tylko na krystalicznej tarczy Fennoskandii, lecz mogło się znajdować i bliżej — na oldredowym lądzie wschodniej Litwy i Łotwy.

Z przekrojów wschodno-pruskich wierceń wnosić można śmiało o czasie, w którym rozpoczęły się poważniejsze ruchy obniżające, pociągające za sobą znaczne pogłębienie morza i wzmożoną akumulację. Przypadają one dopiero na okres pocenomański (względnie, być może, poturoński), wiążą się więc z fazą subhercyńską *sensu lato*.

Na sąsiednich obszarach Litwy udało się J. Dalinkévičiusowi (5) odtworzyć dość dokładnie stratyografię kredy, występującej zarówno w odkrywkach, jak i napotkanej w szeregu wierceń. Z badań tego autora wynika, że seria środkowo i górno-kredowa na Litwie jest względnie ciągła. W cenomanie przeważa

i tu materiał piaszczysty, grubszy w spągu (możliwy alb-wrakon), drobniejszy w poziomach wyższych, ilasty i zanikający stopniowo w osadach turońskich. Górny koniak i dolny santon nie zostały paleontologicznie stwierdzone, nie wykluczona jest przeto luka sedymentacyjna, obejmująca wymienione poziomy. Brak wyższych ogniw senonu (kreda mukronatowa i ewent. mestrycht) tłusznie tłumaczy Dalinkévičius ich późniejszym rozmyciem i usunięciem. Przemawiają za tym luźne belemnitelle, znajdowane wśród materiału narzutowego w północnej Litwie i zachodniej Łotwie.

W miarę posuwania się ku wschodowi, na teren Polski pn.-wschodniej, wyższe ogniwa górnej kredy zaczynają zanikać. W żadnym z wykonanych w tej strefie wierceń nie stwierdzono pewnego senonu *in situ*. Jedyne odkrywki w krach kredowych okolic Grodna i Sopoćkiń odślaniają górny kampan i mestrycht oraz, miejscami, mont (38, 52). Pod Sopoćkiniami, w Wólce Dorguńskiej, R. Kongiel zanotował lukę w osadach, obejmującą dolny i środkowy dan (17). Kry grodzieńskie i augustowskie mogą zresztą pochodzić z bliska; nie przekraczają one w każdym bądź razie południka Kowna. Nieco dalej na wschód znalazły się ślady senonu na pn.-zachodnim Polesiu w postaci narzutowych skrzemieniałych skamieniałości (*Echinocorys ovatus*, *Ech. cf. vulgaris*), które zebrałem pod Smolanicą (9). Pozostałe terytoria Polski pn.-wschodniej zajmują, jak się zdaje, osady, należące do różnych poziomów piętra turońskiego a miejscami — emszery (Roś, 14). Stratygrafia ich nie jest dokładnie poznana. Pod Porozowem Zb. Sujkowski wyróżnił niższe ogniwa turonu na podstawie licznie występujących fissuryn (48), w innych punktach (okolice Łohiszyna, Leoszek, Nowosiótek) notowano icoceramy z grupy *lamarcki*, względnie *labiatus* (24, 23, 48). Uderza zupełny brak na całym omówionym obszarze santonu. Nie ma go zarówno na wschodzie, na osadach pięter starszych, jak i na zachodzie, skąd znane są wyższe poziomy senonu.

Pod względem wykształcenia litologicznego osady górno-kredowe między Prypecią a Niemnem reprezentują prawie wszędzie dość monotonną fację kredy piszącej z niewielką zawartością (do 1 %) składników klastycznych (48, 50). Wyjątek stanowi opisane powyżej wiercenie z Baranowicz oraz, na pn. od Niemna, wiercenie w Lidzie, gdzie domieszka ziarn kwarcu wzrasta do kilku %, a rozmiar ich dochodzi do 2—3 mm średnicy.

Na obszarach, leżących na S od Prypeci (głównie środk.

i wsch. Wołyń), osadami górnokredowymi zajmował się w pierwszym rzędzie A. Mazurek (26, 27, 28, 30), który ostatnio zestawił rezultaty swych badań (31). Szereg nowych danych, dotyczących się kredy wołyńskiej, dostarczyli ponadto J. Samsonowicz (40, 43, 41) i Zb. Sujkowski (głównie 48).

Z prac tych badaczy, głównie zaś Mazurka wynika, że w środkowej części Wołyńia występuje na powierzchni turon środkowy, a może i górny (z *Inoceramus lamarcki* var. *apicalis*, *In. inconstans*, *In. costellatus*), na wschodzie zaś — nieco starsze ogniwa turonu, charakteryzujące się inoceramami, należącymi przede wszystkim do grupy *lamarcki*.

Stosunek tych warstw do podścielających piasków względnie piaskowców cenomanu analizuje J. Samsonowicz. Według autora tego, na wschodnim odcinku Wołyńia, od Ostroga po Dołhe Pole, cenoman jest zabradowany przez morze turońskie, bądź całkowicie, bądź też zredukowany do cienkiej warstewki z grubym materiałem klastycznym (41).

W pasie bazaltowym, obok zlepieńców cenomańskich, znane są zlepieniece środkowo-turońskie (32). Pas bazaltowy stanowił więc w morzu górno-kredowym nie tylko strefę płycizn (43), ale niektóre przynajmniej skałki bazaltowe tworzyły w obrębie jej wyspy, niszczone przez kipiel. Podobne wyspy istnieć mogły i w pasmie dewońskim Niebożki pod Łuckiem, gdzie Samsonowicz notuje w kredzie turońskiej liczne ostrokrawędziste ułamki iłolupków, prawdopodobnie dewońskich, i sporą domieszkę piasków zielonych i rdzawo-brunatnych (40).

O wzrastającym statecznie udziale materiału terrygenicznego w miarę posuwania się w kierunku wschodnim pisze Zb. Sujkowski (48), widząc jego źródło w masywie Wołyńsko-Ukraińskim. Podnosi on również istnienie w kredzie północnego Wołyńia i zach. części Polesia (Brześć, Kobryń) »epizodu piaszczystego«, polegającego na znacznym, przemijającym spłyceniu morza górno-kredowego i wzmożeniu dowozu grubszych cząstek klastycznych przez gwałtowny prąd morski.

Obszary, położone na wschód od omawianych terenów Polski pn.-wschodniej, posiadają również swój »piaszczysty epizod«, dokładniej datowany miejscami od wołyńsko-poleskiego. Notują tu jego istnienie, jako zjawiska regionalnego, nawet publikacje syntetyczne (1, 2).

Rozmieszczenie osadów piaszczystych w górnej kredzie za-

chodnio-rosyjskiej w sposób najbardziej przejrzysty ujmują G. Mirczynk (31); szereg ciekawych danych w tej kwestii zawierają prace G. Burenina (4), H. Lipkowskiej (21) i H. Zakrewskiej (53), częściowo również ostatnia rozprawa E. Oppokowa (36).

Z publikacji powyższych wynika, że materiał terrygeniczny, głównie w postaci piasków kwarcowych z domieszką muskowitu (1 lub 2 poziomy), gromadził się w pn.-zachodniej części niecki Ukrainńskiej, bliżej wszakże jej skrzydła północnego. Ku pd.-zachodowi, a więc w kierunku osi niecki, domieszka piasku maleje i dość szybko się kończy. Nie ulega więc wątpliwości, że źródło dopływu materiału terrygenicznego leżało w tej strefie na pn.-wschodzie, związane zatem było z wałem Woroneskim. Zarówno piaski, jak i spoczywająca na nich kreda, zawierają liczne okazy *Belemnitella mucronata*, które pozwoliły na umieszczenie »epizodu piaszczystego« w kampanie. W niektórych punktach, zamiast domieszki piasków, występują w serii górnokredowej korrodowane powierzchnie hard-groundów (53).

Na pn.-wschodnim zboczu masywu Ukrainńskiego osady górnokredowe wykształcone są w facji przybrzeżnej (ciemne i szare gliny piaszczyste (15)). Jak daleko w kierunku osi niecki Ukrainńskiej sięgały wpływy lądowe, niestety nie wiemy, żadne z wierceń w tej strefie nie przebiło bowiem potężnej serii trzeciorzędowej, której maksymalna miąższość przypada właśnie na południowe skrzydło niecki<sup>1</sup>.

Z południowej części Białorusi istnieją tylko bardzo skąpe dane o petrograficznym składzie środkowej i górnej kredy. Znajdujemy je głównie u G. Mirczynka (33), A. Żyrmunskiego (54) i M. Blioducha (3). I tu w każdym razie, na terenach dawnej mohylewskiej gubernii, dolne partie kredy mukronatowej zawierają spore ilości piasku, którego nie brak poza tym w najniższych warstwach kredy turońskiej, na pograniczu z cenomanem. Cenoman nad Sożem (Blioducha *op. cit.*) wykształcony jest w postaci piaszczystych margli glaukonitowych, przechodzących w piaski, które zawierają w części spągowej drobne otoczaki kwarcu do 7 mm średnicy. Skaleni nie ma ani śladu.

Inny materiał, poza kwarcem, występuje dopiero w kredzie środkowej pow. dmitrowskiego (na S od Brianska), skąd Arch an-

---

<sup>1</sup> Przesuwanie się podłużnej osi niecki ukraińskiej ku południowi w ciągu trzeciorzędu było podnoszone przez wielu autorów.

gielskiej (1) cytuje spore otoczaki rdzawych kwarcytów, czarnych krzemieni i rogowców, pochodzących ze skal młodszego prekambriu i, prawdopodobnie, starszego paleozoiku. Poważniejsze przerwy w procesach sedymentacji na obszarze wału woroneskiego (2) notowane są pomiędzy albem i cenomanem (warstwa obtoczonych fosforytów) oraz w górnym turonie i niższych ogniwach senonu (santon spoczywa miejscami bezpośrednio na dolnym turonie, np. w Szczygrach).

### C. Zestawienie wyników

Zarówno krótki przegląd literatury, jak i analiza niektórych nowych profilów w zakresie wykształcenia osadów kredowych (a w szczególności dokładniejsze przyjrzenie się grubszej frakcji w osadach kredy środkowej) umożliwiają wyciągnięcie pewnej ilości wniosków, tyjących się paleogeografii i tektoniki omawianych obszarów nie tylko w ciągu epoki kredowej, lecz również w czasach, poprzedzających wielką transgresję albu i cenomanu.

I tak więc np. występowanie wśród żwirów baranowickich sporych bul krzemieni karbońskich pozwala na przesunięcie zasięgu rozmytego karbonu, stwierdzonego na Wołyniu przez J. Samsonowicza (42), dość daleko na północ.

Na podstawie obecności w żwirach cenomańskich Hancewicz wapieni dolomitycznych z *Camarotoechia livonica* da się prześledzić w obrębie Polesia dalszy ciąg pasma morskiego dewonu, znanego na Wołyniu z okolic Pełczy i Łucka.

»Linia bazaltowa« wołyńska znajduje swe przedłużenie na obszarze Polesia w postaci wylewów ciemnych skal wulkanicznych o wyglądzie bazaltów w okolicy Baranowicz. Trudno jest jedynie w danej chwili rozstrzygnąć, czy mamy tu do czynienia z tą samą »linią«, czy też raczej z bardziej zróżnicowaną strefą kilku mniej lub więcej równoległych potrzaskań, w które wdarła się magma.

Co się tyczy wieku bazaltów, sprawę tę omawiają najnowsze publikacje Zb. Sujkowskiego i J. Samsonowicza (44, 51). Obaj autorzy (abstrahując od szeregu bardzo istotnych rozbieżności) przypisują skałom bazaltowym wiek paleozoiczny. Tym samym możliwość kredowych wylewów wulkanicznych na Wołyniu, broniona przez St. Małkowskiego (22, 23), staje się coraz mniej prawdopodobna. W każdym razie wylewy law typu bazaltowego na odcinku poleskim musiały również nastąpić

na długo przed cenomańską transgresją, skoro otoczaki ich znajdują się m. i. wśród żwirów podcenomańskich.

Na przypomnienie zasługuje znalezienie w Baranowiczach (obok bazaltów) sporego ułamka skały o wyglądzie diabazu. Było by może przedwczesnym bezapelacyjne łączenie tego izolowanego znaleziska z intruzją diabazu, stwierdzoną w jednym z wierceń w Estonii (37). Ponieważ jednak Sujkowski i Samsonowicz (op. cit.) do kwestii tej nawiązują, uważam, że obecnie zestawienie obu tych faktów nabrać może dość szczególnego znaczenia.

Powracając do sprawy wieku bazaltów, wydaje mi się, iż stwierdzenie obecności tych skał w podłożu okolic Baranowicz nie jest pozbawione pewnego sensu tektonicznego. Bez względu na to, czy przyjmemy istnienie jednej, czy też większej ilości równoległych stref bazaltowych, szeregują się one raczej w kierunku, zbliżonym do południowego. Jest to dla omawianego odcinka kierunek waryscyjski. Okoliczność ta popiera, moim zdaniem, tezę Samsonowicza o permo-karbońskim wieku bazaltów na przedpolu Scytydów, które w okresie orogenezy waryscyjskiej przeżyły najpoważniejszą fazę przeobrażeń i odmłodeń potomnych.

Kierunki kimerydzkie, SE—NW, mogły dalej zmodyfikować paleogeografię Polski pn.-wschodniej w okresie jurajskim. Dzięki ruchom kimerydzkim, które prawdopodobnie straciły w głąb wileńsko-nowogródzki odcinek masywu, morze środkowojurajskie wdarło się od wschodu szeroką odnogą na teren Litwy oraz Prus Wschodnich, niosąc na zachód faunę borealną. W cenomanie Lidy i Nieświeża występują jeszcze przypuszczalne residua osadów jury facji rosyjskiej (ciemne ropy mikowe, ułamki syderytu ilastego), gdy już w okolicy Różany i Baranowicz mamy sekwan środkowoeuropejski. Znak zapytania, jakim zaopatrzyłem w swoim czasie »bramę poleską«, którą mogła się ewentualnie odbywać migracja faun górnójurajskich pomiędzy Polesiem i Zagłębiem Donieckim (9), wypadnie, jak się zdaje, zastąpić niedwuznacznym pasem lądowym i całkowicie odrzucić poglądy o istnieniu poleskiej cieśniny w sekwanie. Morskie połączenie obszarów Polesia i dorzecza Donu ograniczało się zapewne wyłącznie do strefy, obrzeżającej masyw Wołyńsko-Ukraiński od strony południowej. Masyw ten, jako południowe ogniwo zewnętrznego pasma Scytydów, ciągnął się w tym czasie ku pn.-zachodowi w postaci długiego dość jeszcze wysokiego wału (jurajskie grube arkozy okolic Różany) co naj-

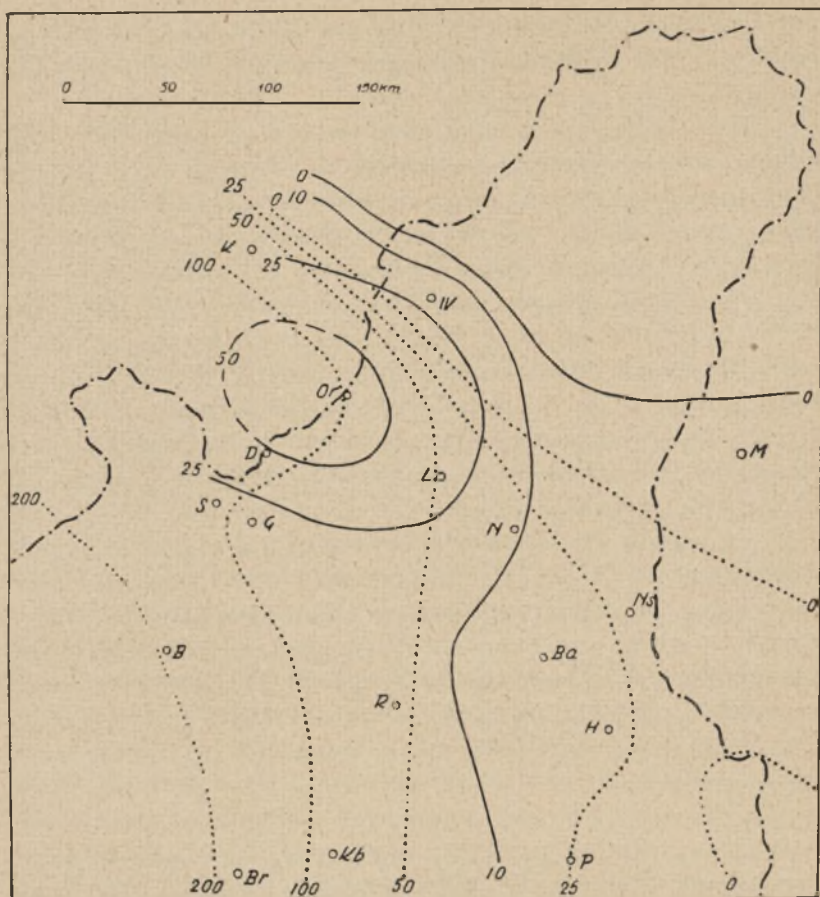
mniej do okolic Druskienik, a może dolnego Niemna, oddzielając od siebie dwie całkowicie odmienne prowincje facjalne i faunistyczne<sup>1</sup>.

Natrafienie w wierceniach baranowickich na ciemne ropy i brunatne piaski z detritusem roślinnym i drewnem pod osadami cenomańskimi potwierdza tezę o fazie lądowej na obszarach, obejmujących Polskę pn.-wschodnią przed zalewem środkowokredowym. Obok profilów z Druskienik (11) i Baranowicz, nie sposób pominąć otworów z Peresaża i Czarnobyła, gdzie podobne utwory napotkano w identycznej sytuacji stratygraficznej, wiek ich jednak, interpretowano dowolnie. W Peresażu Oppokow (35) uznał je za prawdopodobnie dewońskie; Lewiński i Samsonowicz przyjęli przypuszczenie to bez jakichkolwiek zastrzeżeń (20). Osady w Czarnobyłu Koklik (15) zaliczył do jury (bat — kelowej).

Ze swej strony skłonny byłbym przypuszczać, że mogą one jeszcze należeć do kredy, reprezentując bądź weald, bądź też, ewentualnie, warstwy przejściowe pomiędzy neokomem i albem. Kwestia istnienia na wschodzie Polski poważniejszej neokomskiej transgresji, która doprowadzić miała do połączenia się mórz rosyjskich i polskich, jak przypuszczał Lewiński (19), nie znajduje dotychczas bezpośredniego potwierdzenia i pozostaje nadal otwarta. Bądź co bądź, zdaje się nie ulegać wątpliwości przypuszczenie o dość daleko posuniętym obniżeniu i zgradowaniu omawianego obszaru w okresie pojurańskiej fazy lądowej. Jądro krystaliczne dawnego łańcucha górskiego pokrywa już gruby płaszcz zwietrzliny (Lida, Wołczja na wsch. Polesiu, 33), na przedpolu nie gromadzą się poważniejsze masy osadów.

Rola Scytydów nie skończyła się tym niemniej i w czasach późniejszych, zaznaczając się jeszcze, choć słabiej, w ciągu całej epoki kredowej. Stary plan prekambryjski, zmodyfikowany częściowo przez ruchy waryscyjskie, załamuje się coraz widoczniej. Po fazie górotwórczej kimerydzkiej rozbija go w dalszym ciągu na luźne bloki faza subhercyńska, zaznaczając się szczególnie mocno w środkowych partiach łuków, najmocniej wygiętych ku zachodowi.

<sup>1</sup> Już po wykończeniu rękopisu miałem możność zapoznania się z najnowszą pracą D. Sobolewa o paleomorfologii niecki ukraińskiej (46). Badacz ten stwierdza, że również wał woroneski, stanowiący po ruchach waryscyjskich zachodnią krawędź zagłębia moskiewskiego, reprezentował w środkowej i górnej jurze strefę lądową.



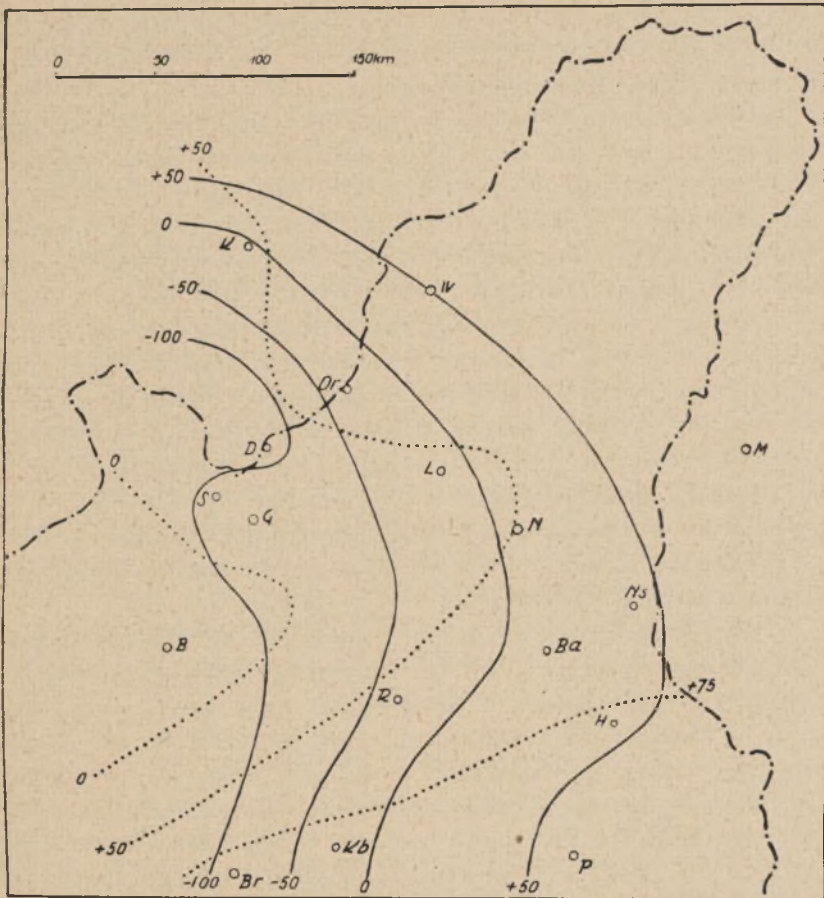
Ryc. 1. Mapa miąższości (w metrach) osadów cenomańskich i górno-kredowych w Polsce pn.-wschodniej. Linie ciągłe — cenoman, linie kropkowane — kreda górna. — Fig. 1. Carte de l'épaisseur (en mètres) de dépôts cénomaniens et supracrétaciques dans le NE de la Pologne. Traits continus — Cénomaniens, traits ponctués — Crétacé supérieur

Skróty nazw miejscowości — Abréviation des noms de localités:

K — Kowno, W — Wilno, Or. — Orany, D — Druskieniki, L — Lida, M — Mińsk  
 S — Sopoćkinie, G — Grodno, N — Nowogródek, B — Białystok, R — Różana,  
 Ba — Baranowicze, Ns — Nieśwież, H — Hancewicze, Br — Brześć n. B., Kb —  
 Kobryń, P — Pińsk.

Rzut oka na mapkę miąższości cenomanu pozwala od razu spostrzec zapadlisko, powstające w kredzie środkowej na obszarze pomiędzy Wilnem, Grodnem a Lidą. W zapadlisku tym gromadzą





Ryc. 2. Mapa górnej powierzchni cenomanu i kredy górnej w Polsce pn.-wsch.

Linie ciągłe — cenoman, linie kropkowane — kreda górna.

Fig. 2. Surface du Cénomanien et du Crétacé sup. dans le NE de la Pologne. Traits

continus — Cénomanien, traits ponctués — Crétacé sup.

się masy ciemnych osadów ilastych z dużą ilością siarczków żelaza, różniące się znacznie od piasków glaukonitowych, akumulowanych w niewielkich ilościach na płytszych obszarach regionów sąsiednich (9).

U schyłku cenomanu ruchy obniżające zwiększają swój zasięg (ryc. 2). Fala obniżen przesuwają się ku zachodowi i południowi, zapada się obszar Prus Wschodnich, tworzy się potężny rów Lubelski. Miejscami tylko wznoszą się niewielkie cokoły, ograniczone najprawdopodobniej liniami dyslokacyjnymi (12) (cokół

Grodzieński, Różańsko-Bereski). Na wschodzie zapada się gwałtownie niecka Ukrainka, wciskając się dwoma ramionami w dorzecza górno Dniepru i Niemna.

Rozbite konstrukcje Scytydów dostarczają jednak osadom kredowym sporych ilości materiału diastroficznego. Jądro masywu Wołyńsko-Ukraińskiego stanowi źródło otoczków i okruców skał krystalicznych w cenomanie Wołynia, Polesia i Nowogródziny. Zarówno ku wschodowi, jak zachodowi materiał ten stopniowo zanika, ustępując miejsca otoczkom kwarcowym<sup>1</sup>.

Dopiero na zboczach masywu Woroneskiego, w okolicach Kurska i Brianska, pojawiają się ponownie większe fragmenty skał prekambryjskich (przeobrażone kwarcyty), niszczone przez fale morza albskiego. Okres lądowy, poprzedzający transgresję środkowo-kredową, nie odsłonił jednak, jak widać, głębszych mas wewnętrznego łańcucha Scytydów. Zapewne nie wynurzyły się one i później spod skał kwarcytowo-lupkowej jatulskiej pokrywy, gdyż w żadnej spośród młodszych formacji tego regionu nie stwierdzono materiału skaleniowego (1, 2, 45).

W górnej kredzie zręby obu wałów Scytyjskich, Wołyńsko-Ukraińskiego i Woroneskiego, dostarczają zalewającym je morzom już tylko drobniejszych składników terrygenicznych w postaci piasków kwarcowych i muskowitu. Faza diastroficzna ma się ku końcowi, »epizody piaszczyste« w osadach górno-kredowych są istotnie tylko krótkotrwałymi epizodami; na zachodzie ujawniają się one raczej w turonie, na północy i wschodzie przeważnie w różnych poziomach senonu. Miejscami, zamiast domieszki elementów klastycznych, dają się spostrzec luki stratygraficzne, ślady hard-groundów, a nawet lokalnych wynurzeń. Jedna rzecz wszakże uderza w omawianym obrazie: trudność przeprowadzenia regionalnej synchronizacji kolejnych spłyceń i ponownych obniżień dna w morzu górno-kredowym. Być może, trudność ta wywołana jest częściowo niedostateczną znajomością stratygrafii osadów kredowych, znanych na naszym obszarze niemal wyłącznie z otworów wiertniczych. Nie sposób wszakże odrzucić, wobec przytoczonych konkretnych faktów, interpretacji odmiennej, przyjmując,

<sup>1</sup> Kwarce mogą również pochodzić z tego samego źródła, lecz reprezentują one materiał, który przetrwał procesy selekcji petrograficznej i mógł dostać się do cenomanu z drugo, a może i trzeciorzędnego złoża. Otoczki skał bazaltowych i osadowych (Baranowicze, Hancewicze itd.) wskazują na postępujące równolegle niszczenie skał przedpoli masywu.

że miały tu miejsce istotnie częste i zróżnicowane, być może nawet rytmiczne ruchy, których skutkiem była wybitna niestałość i zmienność linii brzegowej, a w związku z tym i warunków fizycznych w rozległym morskim basenie (przede wszystkim intensywnie i zmienne prądy).

Morze to przetrwało zapewne na obszarach pn.-wschodniej Polski w ciągu całej środkowej i górnej kredy, do końca montu, oscylując, zmieniając częściowo swe zarysy, lecz łącząc się mimo to stale z morzami Europy wschodniej. Podobnie jak na terenie pn. Litwy i Łotwy górny senon został rozmyty i usunięty, tak i w pozostałych regionach województw wschodnich brak wyższych poziomów kredy tłumaczyłbym wczesno-trzeciorzędową erozją i denudacją w okresie lądowym, który nastąpił po generalnej pokredowej regresji. Wskazuje na to dość jednolita facja górnej kredy we wszystkich znanych profilach (morze otwarte), bliskie pokrewieństwo faunistyczne osadów montu zachodnio, środkowo i wschodnio-europejskiego (16, 17, 24) oraz, powtarzająca się we wszystkich niemal wierceniach, obecność w stropie kredy eluwalnej warstwy górno-kredowych krzemieni (w północnej Wileńszczyźnie analogiczną rolę odgrywają krzemienie, występujące w morenach).

#### Literatura — Ouvrages cités

1. Archangelskij A. D. Obzor geologicz. strojenija Jewrop. Rossii, t. II, Sredn. Rossija, Petrograd 1922. — 2. Archangelskij A. D. Geologičeskoje strojenije S. S. S. R. Zapadnaja czast, Moskwa—Leningrad 1934. — 3. Blioduch M. T. Matarjały po geol. wywuczenniu wadazboru r. Saża u mieżach Bielarusi. Mat. da Geol. i Glebazn. wywucz. Bielarusi, t. II, Miensk 1931. — 4. Burenin G. Hidrogeologičeskaja karta Czernigowskoj gub. Izwiestija Ukr. Otd. Geolog. Komiteta, 8, Kijew 1926. — 5. Dalinkėvičius J. Beitrag zur Kenntnis der Kreide Litauens. Kosmos XV, Kaunas 1934. — 6. Halicki B. Sprawozd. z badań, wykon. w r. 1932 na terenie woj. nowogr. i wileńskiego. Pos. Nauk. P. I. G. nr 36. C.-R. des recherches géol. exécutées en 1932 sur le territ. des voiev. de Nowogródek et Wilno. C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne nr 36, Warszawa 1933 (en polonais). — 7. Halicki B. Mapa podłoża poddyl. Polski pn.-wsch. — Carte du substratum sous-quaternaire de la partie NE de la Pologne. Ibidem nr 42, Warszawa 1935 (en polon.). — 8. Halicki B. W sprawie przebiegu Uralidów w Polsce i krajach przyległych. Prace Zakł. Geol. i Geogr. U. S. B. nr 15. Sur la question du parcours des Ouralides en Pologne et dans les pays limitrophes. Trav. Inst. Géol. et Géogr. Univ. Wilno, nr 15, Wilno 1934. — 9. Halicki B. Mat. do znajomości budowy podłoża Polski pn.-wsch. Cz. I. Sekwan i cenoman pn. Polesia. Rocznik Pol. Tow. Geol. XI. Mat. pour la connaissance de la structure géol. de la partie NE de la Pologne. I. Le Séquanien et le Cénomaniens de la Polésie septentr. Ann. Soc. Géol. de Pologne, t. XI, Kraków 1935. — 10. Halicki B. Ma-

- teriały.... Cz. II. Podłoże Wilna. Prace Zakł. Geol. U. S. B. Nowa seria nr 5. Matériaux etc. II. Le substratum préquaternaire de Wilno. Trav. Inst. Géol. Univ. de Wilno, Nouvelle série nr 5, Wilno 1938. — 11. Halicki B. i Rydzewski B. O ogólnych wynikach wiercenia w Druskienikach. Pos. Nauk. P. I. G. nr 39. Sur les résultats généraux du forage à Druskieniki. C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne nr 39, Warszawa 1934 (en polon.). — 12. Janczewski E. W. Wyniki pomiarów magnet. w okolicach Druskienik. Pos. P. I. G. 43. Résultats d'une prospection magnétique dans les environs de Druskieniki. C. R. Séances Serv. Géol. de Pologne, nr 43, Warszawa 1935 (en polon.). — 13. Jaroszewicz-Kłyszzyńska A. Spraw. ze szcze-g. prac petrogr., wykon. na Wileńszczyźnie w r. 1938. Biuletyn 13 P. I. G. Bericht über eingehende petrogr. Untersuchungen auf dem Gebiete v. N-O Polen. Bull. Inst. Géol. de Pologne nr 13, Warszawa 1939. — 14. Karolewicz W. O wieku warstw kredowych koło Wołkowyska. Prace Zakł. Geol. i Geogr. U. S. B. nr 8. Das Alter der Kreideschichten bei Wołkowysk. Trav. Inst. Géol. et Géogr. Univ. de Wilno, nr 8, Wilno 1931. — 15. Koklik S. G. Hidrogeolog. usłowija g. Wasilkowa Kijewskoj gub. Izw. Ukr. Otd. Geolog. Komiteta, 4, Kijew 1924. — 16. Kongiel R. W spr. wieku siwaka w okolicach Puław. Prace Zakł. Geol. i Geogr. U. S. B. nr 19. Contrib. a l'étude du «siwak» dans les env. de Puławy. Trav. Inst. Géol. et Géogr. Univ. de Wilno, nr 19, Wilno 1935. — 17. Kongiel R. O wieku siwaka z Wólki Rządowej i Wólki Dorguńskiej koło Sopoćkiń. Prace Zakł. Geol. U. S. B. Nowa seria nr 2. Sur la position stratigr. du „siwak“... près Sopoćkinie. Trav. Inst. Géol. Univ. de Wilno, Nouv. série nr 2, Wilno 1937. — 18. Krause P. G. Über Diluvium, Tertiär, Kreide u. Jura in der Heilsberger Bohrung. Jhrb. Preuss. Geol. L. A. XXIX, Berlin 1908. — 19. Lewiński J. Das Neokom in Polen u. seine paläogeogr. Bedeutung. Geol. Rundsch. XXIII, Berlin. — 20. Lewiński J. i Samsonowicz J. Ukształt. pow., skład i struktura podłoża dyluwium wsch. cz. Niżu pn.-europ. Prace Tow. Nauk. Warsz. 31. Oberflächengestaltung, Zusammensetzung u. Bau des Untergrundes des Diluvium im östl. Teile des nordeurop. Flachlandes. Trav. Soc. Sc. de Varsovie, Cl. sc. math. et nat. nr 31, Warszawa 1918. — 21. Lipkiwska H. Geol.-razw. roboty na cementnu syrowinu w Nowg.-Siw. ta Kyiwskom rajonach. Wistnyk Ukr. Geol.-Razw. Upr. 12, Kyiw 1928. — 22. Małkowski St. W spr. wieku bazaltów dorzecza Horynia i skal będących w ich spągu. Pos. Nauk. P. I. G. nr 36. Sur l'âge des basaltes du bassin de Horyń et des roches sous-jacentes. C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne nr 36, Warszawa 1933 (en polon.). — 23. Małkowski St. Uwaga w spr. pracy J. Samsonowicza... Tamże nr 45. Remarques sur le travail de J. Samsonowicz. Ibidem nr 45, Warszawa 1936 (en polon.). — 24. Matwiejewówna L. Analiza fauny małżów i ślimaków siwaka okolic Puław. Prace Zakł. Geol. i Geogr. U. S. B. nr 18. Stratigr. Betrachtung der Pelecypoden- u. Gastropodenfauna des »Siwak« in der Umgegend v. Puławy bei Lublin. Trav. Inst. de Géol. et de Géogr. Univ. de Wilno nr 18, Wilno 1935. — 25. Matwiejewówna L. Przyczynek do znajomości kredy nowogródzkiej. Tamże nr 25. Contribution à l'étude de la craie blanche des env. de Nowogródek. Ibidem nr 25, Wilno 1936. — 26. Mazurek A. Sprawozd. z badań geol., wykon. w r. 1930. Pos. Nauk. P. I. G. nr 30. C.-r. des recherches géol. effectuées en 1930. C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne nr 30, Warszawa 1931 (en polon.). — 27. Mazurek A. Spraw. z badań, wykon. w r. 1932 na Wołyniu i na ark. Pińczów. Tamże nr 36. C.R. des recherches géol. effectués en 1932 en Volhynie et pour la feuille de Pińczów. Ibidem nr 36, Warszawa 1933 (en polon.). — 28. Mazurek A. Spraw. z badań wykon. w r. 1933 na Wołyniu. Tamże nr 38. C.-r. des recherches géol.

- éff. en 1933 en Volhynie. Ibidem nr 38, Warszawa 1933. — 29. Mazurek A. Ditto, en 1934. Ibidem nr 42, 1935 (en polon.). — 30. Mazurek A. Spraw. z badań, wykon. na Wołyniu w r. 1935 na ark. Kostopol i Bereźne. Tamże nr 45. C.-r. des recherches géol. exécutées en 1935. pour les feuilles Kostopol et Bereźne en Volhynie. Ibidem nr 45, Warszawa 1936. — 31. Mazurek A. Kredowe utwory w dorzeczu górnego Horynia. Tamże nr 48. Les dépôts crétaciques dans le bassin du Horyń sup. Ibidem nr 48, Warszawa 1937 (en pol.). — 32. Mazurek A. Transgresja kredy na bazaltach w Berestowcu i Janowej Dolinie na Wołyniu. Spraw. P. I. G. t. VI. La transgression du Crétacé sur les basaltes du Berestowiec et de Janowa Dolina en Volhynie. Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VI, Warszawa 1930. — 33. Mirchink G. F. New data on the geology of the N-W part of the North-Ukraine depression. Bull. Soc. Nat. de Moscou. Section géol. IX, Moscou 1931. — 34. Nowak J. L'ensemble de la tectonique de Pologne. Congr. Int. de Géogr., Warszawa 1934. — 35. Oppokow E. Niekotoryja swiedienija o boleje glubokich burowych kolodcach Polesja. Izw. Geol. Komiteta t. 25, Petersburg 1906. — 36. Oppokow E. Ohlad budowy Ukrainskoj tektonicznej muldy. Journal du Cycle géol.-géogr. Acad. Sc. Ukr. nr 2 (6), Kiev 1933. — 37. Öpik A., Thamm N. Über ein anstehendes Eruptiv-Gestein aus Estland. Pub. of the Geol. Inst. Univ. of Tartu nr 33, Tartu 1933. — 38. Rydzewski B. Sur la faune crétacique de Miały près Grodno. Bull. Acad. Pol. des Sc. Cl. Sc. math. et nat., Cracovie 1909. — 39. Samsonowicz J. Kilka uwag o budowie i faunie dewonu Pelczy oraz o zagadnieniach, tyż. się rozmieszczenia paleozoikum na Wołyniu, między wałem scytyjskim i rowem lubelskim. Pos. Nauk. P. I. G. nr 30. Note sur le Dévonien de Pelcza et sur le substratum du Mésozoïque en Volhynie. C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne nr 30, Warszawa 1931 (en polonais). — 40. Samsonowicz J., Wyniki badań geol. w okolicy Niebożki pod Łuckiem. Tamże nr 42. Résultats des rech. géol. dans les env. de Niebożka près de Łuck. Ibidem nr 42, 1935 (en polon.). — 41. Samsonowicz J. Spraw. z badań na terenie utworów permskich na Wołyniu. Tamże nr 44. C.-r. des recherches géol. concernant les terrains permians sur la Horyń, Volhynie, Ibidem nr 44, 1936 (en polon.). — 42. Samsonowicz J. Über das wahrscheinliche Vorkommen von Karbon im westl. Teil Wolhyniens. Bull. Acad. Pol. Sc., série A Cracovie 1932. — 43. Samsonowicz J. Stosunek Podola i Wołynia do masywu kryst. Woł.-Ukraińskiego. Die Beziehungen Podoliens u. Wolhyniens zum kristallinen Wolh.-Ukrainischen Massiv. Kosmos, seria A, 61, Lwów 1936. — 44. Samsonowicz J. Gotland, ordowik i skały wylewne na wsch. Wołyniu. Prace Przyrodnicze Woł. T-wa Przyj. Nauk nr 1. Le Gothlandien, l'Ordovicien et les roches éruptives dans la Volhynie orientale. Trav. Soc. Volh. Sc. nr 1, Łuck 1939. — 45. Sobolew D. Na putiach k rieszniu woprosa o proischożdienii żelezistych kwarcitow Ukr. i centralnorusskoj plity. Trav. Soc. Nat. de Charków 1938. — 46. Sobolew D. K paleo-geomorfologii Siew.-Ukraińskiego bassejna. Zapiski Nauczno-Issled. Inst. Geologii Chark. Uniw., t. VI, Charkow 1938. — 47. Spulski B. Die Kreideformation — in A. Tornquist: Geologie v. Ostpreussen, Berlin 1910. — 48. Sujkowski Zb. Petrografia kredy Polski. Kreda z głęb. wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. Spraw. P. I. G. VI. Étude petrogr. du Crétacé de Pologne. La série de Lublin et sa comparaison avec la craie blanche. Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VI, Warszawa 1930. — 49. Sujkowski Zb. Badania podłoża dyluwium na pn. Polesiu. Pos. Nauk. P. I. G. nr 32. Recherches sur le substratum du Quaternaire dans le Nord du Polesie. C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne nr 32, Warszawa 1932 (en polon.). — 50. Sujkowski Zb. Rozmieszczenie odsłonięć kredy

między g. Niemnem i Prypecią. Spraw. P. I. G. t. IX. Les affleurements de Craie blanche entre le Niemen et la Jasiołda. Bull. Serv. Géol. de Pologne, IX, Warszawa 1938. — 51. Sujkowski Zb. Sylur na Wołyniu w świetle wiercenia w Bocianówce. Biul. P. I. G. nr 12. Le Silurien en Volhynie... Bull. Inst. Géol. de Pologne nr 12, Warszawa 1939. — 52. Tulejko-Kongielowa Ł. Kampan i mistrycht w okolicach Sopoćkiń. Prace Zakł. Geol. U. S. B. Nowa seria nr 3. — Upper Campanian and Maestrichtian deposits in the env. of Sopoćkinie (NE Poland). Trav. Inst. Géol. Univ. de Wilno, N-elle série nr 3, Wilno 1937. — 53. Zakrevska H. Description géol. et géomorph. du Polesie de Tchernigov. Trav. Inst. Géol. Acad. Sc. d'Ukraine. Livr. III, Kiev 1936. — 54. Żirmunskij A. M. Podziemnyje wody Zapadnego kraja. Mat. po obszczej i prikl. geologii, 63, Leningrad 1927.

## B. Halicki

# Matériaux pour la connaissance de la structure géologique de la partie NE de la Pologne

### III. Le Crétacé

#### Résumé

Dans le premier chapitre de cette publication l'auteur donne la liste de la faune du Cénomaniens et du Crétacé supérieur, dont une partie a été extraite de sondages, une autre récoltée dans des blocs erratiques qui apparaissent aux environs de Lipsk (à l'Ouest de Baranowicze) en amas considérables. La faune cénomaniens des différentes localités a été réunie en un tableau synoptique à la page 90. La craie blanche du territoire en question représente seulement le Turonien.

Le deuxième chapitre est consacré à la composition lithologique et petrographique des dépôts crétacés; dans cette étude l'auteur s'appuie principalement sur les nouveaux matériaux de sondages dont il est donné une description détaillée dans le texte polonais. Parmi les résultats fournis par ces sondages l'auteur résume ci-dessous quelques uns; les autres résultent du contenu des pages suivantes de ce texte.

A Hancewicze les conglomérats du Cénomaniens sont composés de fragments roulés de roches cristallines provenant du massif Volhyno-Ukrainien, de basaltes, de silex carbonifères, de calcaires dolomitiques dévoniens à *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch.

A Baranowicze une couche épaisse de conglomérat (épais-

seur 13 m, diamètre de galets 1—8 cm) sépare les sables céno-maniens de la série supracrétacique. Tous les types de roches composant la fraction grossière du Cénomaniens à Hancewicze sont aussi représentés dans le sondage de Baranowicze. Au surplus on y a trouvé de nombreux galets de quartzites, de silex et de calcaires silicifiés séquaniens avec faune, de diabase etc. Le sondage a percé quelques intercalations de graviers semblables dans les sables subcéno-maniens à débris végétaux, peut-être infra-crétaciques.

A Nieśwież les conglomérats du même type reposent dans la même position stratigraphique qu'à Baranowicze, mais le diamètre des galets ne dépasse ici guère 2 cm et l'épaisseur de cette couche est insignifiante. Les roches éruptives et les silex font défaut; il faudrait cependant noter la trouvaille d'un fragment considérable de sidérite argileuse.

A Lida la fraction grossière dans les sables céno-maniens est composée de roches cristallines et de fragments roulés d'argiles micacées noirâtres. Ces dernières peuvent représenter le résiduum de dépôts jurassiques appartenant au faciès lithuano-russe, de même que la sidérite à Nieśwież.

La présence à Baranowicze d'une épaisse série conglomératique entre le Cénomaniens et la Craie est une preuve de l'existence d'émersions à cette époque. Nieśwież représente à cet égard une zone périphérique. Cet épisode continental a son correspondant dans les lacunes stratigraphiques et les changements des conditions de la sédimentation dans le Crétacé des régions avoisinantes. L'étude des publications traitant ce sujet nous amène à conclure que ce phénomène embrassait de vastes régions et qu'il n'était pas limité à l'époque immédiatement post-cénomaniens.

L'auteur passe en revue la littérature en commençant par les travaux portant sur la Prusse Orientale. La disproportion entre l'épaisseur du Cénomaniens et de la Craie dans cette région est frappante (Heilsberg: Cén. — 0,5 m, Crét. sup. — 337 m; Königsberg: Cén. — 36 m, Crét. sup. — 181 m; Heinrichswalde: Cén. — 12 m, Crét. sup. — 114 m). Le Cénomaniens est partout développé dans le faciès terrigène, à Königsberg il contient même des intercalations de gravier. Les influences continentales peuvent être retrouvées dans toute la série crétacique sous forme d'une addition assez abondante de grains de sable et de mica; ces éléments apparaissent assez souvent dans les dépôts marneux,

y compris les plus hauts niveaux du Sénonien (47, 18). Le matériel détritique dérivait, nous semble-t-il, non seulement du bouclier cristallin de la Finnoscandie, mais peut-être aussi de plus près, voire du continent Old-rédien de la Lithuanie orientale et de la Lettonie.

Pour établir la présence du Turonien dans les sondages profonds de la Prusse Orientale, certains auteurs se sont fondés sur la présence, dans les dépôts de la Craie, de concrétions siliceuses (critérium très incertain) mais les fossiles turoniens n'ont été nulle part rencontrés. Il n'est pas exclu qu'on ait affaire ici à des lacunes dans la sédimentation, tout comme dans le Santonien (Krause 18).

Les coupes des forages de la Prusse Orientale nous permettent de déterminer l'époque où commencèrent de sérieux affaissements qui provoquèrent un approfondissement considérable de la mer et une accumulation plus intense. Ils datent de l'époque post-cénomaniennne (ou peut-être même postturonienne) et sont liés, par conséquent, à la phase orogène subhercynienne.

Sur les terrains voisins, en Lithuanie, J. Dalinkévičius (5) a réussi à établir avec assez de précision la stratigraphie du Crétacé. Ses recherches démontrent que les séries crétacées moyenne et supérieure de la Lithuanie sont relativement continues. Ici aussi le matériel sableux domine dans le Cénomaniennne; plus gros à la base (Albien-Vraconien<sup>2</sup>), plus menu dans les niveaux supérieurs, il devient argileux et disparaît graduellement dans les dépôts turoniens. Le Santonien n'ayant pas été constaté paléontologiquement, il n'est pas exclu que nous ayons affaire ici à une lacune sédimentaire. Dalinkévičius explique très justement l'absence des couches supérieures du Sénonien par une dénudation ultérieure. On en trouve une preuve dans des nombreux échantillons de *Belemnitella mucronata* qu'on rencontre dans le matériel erratique de la Lithuanie du Nord et de la Lettonie occidentale.

A mesure que nous avançons vers l'Est sur les terrains NE de la Pologne, les couches supérieures de la Craie disparaissent graduellement. Dans aucun des sondages de cette région on n'est parvenu à découvrir *in situ* le Sénonien incontestable. Seuls les affleurements dans les »Schollen« glaciaires des environs de Grodno et de Sopoćkinie découvrent le Campanien, le Maestrichtien et, par endroits, le Montien (38, 52). A Wólka près Sopoćkinie



R. Kongiel a signalé dernièrement une lacune stratigraphique embrassant le Daniën inférieur et moyen (17). Dans le NO de la Polésie on retrouve des traces du Sénonien sous forme de fossiles erratiques silicifiés (*Echinocorys ovatus*, *Ech. cf. vulgaris*) dont l'auteur a recueilli à Smolanica (9). Les autres régions du NE de la Pologne sont occupées par les dépôts appartenant à différents niveaux du Turonien et, par endroits, au Cognacien (Wolkowysk). Leur stratigraphie n'est pas suffisamment connue. A Porozów de nombreuses Fissurines ont permis à Z. Sujkowski de distinguer le Turonien inférieur; dans l'autres endroits on a trouvé des Inocérames appartenants aux groupes *lamarcki* resp. *labiatus* (14, 23, 24, 48).

Ce qui nous frappe surtout c'est l'absence totale du Santonien dans toutes les régions mentionnées. Il fait défaut à l'Est, sur les dépôts des étages plus anciens, tout comme à l'Ouest où on retrouve les niveaux supérieurs du Sénonien.

Au point de vue de la constitution lithologique, les dépôts crétacés supérieurs entre la Prypeć et le Niemen représentent presque partout un faciès assez monotone de craie blanche contenant une quantité insignifiante (au-dessous de 1%) d'éléments clastiques (48). Le forage de Baranowicze et celui de Lida, au Nord du Niemen, font exception: ici, la teneur en grains de quartz s'élève à plusieurs % et leur taille atteint 2—3 mm de diamètre.

Sur les terrains qui s'étendent au Sud de la Prypeć, les dépôts crétacés supérieurs ont été étudiés par A. Mazurek (27—32). J. Samsonowicz et Z. Sujkowski ont fourni encore quelques données nouvelles concernant la Craie de la Volhynie (39—42, 48).

Les travaux de ces auteurs font conclure à la présence du Turonien moyen, et peut-être aussi supérieur, dans la partie centrale de la Volhynie (*Inoceramus lamarcki* var. *apicalis*, *In. inconstans*, *In. costellatus*); dans l'Est de la Volhynie, ces auteurs signalent des couches un peu plus anciennes du même étage, caractérisées par des Inocérames du groupe *lamarcki*. Le rapport de ces couches aux dépôts sous-jacents du Cénomaniën a été analysé par J. Samsonowicz (40). Selon lui, dans le secteur Est de la Volhynie le Cénomaniën a été fortement réduit par l'abrasion de la mer turonienne.

Dans la zone basaltique, à côté des conglomérats cénomaniëns, on connaît aussi des conglomérats du Turonien moyen (32). La zone basaltique ne constituait donc pas, dans la mer supra-

crétacique, seulement une zone de basfonds, comme le supposait Samsonowicz (41); certains de ses rochers formaient dans cette mer des îlots attaqués par les ressacs. De tels îlots ont du exister aussi dans la zone dévonienne de Niebozka près Łuck, ou ont été observés, dans la Craie turonienne, de nombreux fragments anguleux de schistes argileux dévoniens et une addition considérable de sable (38).

Z. Sujkowski constate l'augmentation progressive, vers l'Est, du matériel terrigène dont il voit l'origine dans le massif Volhyno-Ukrainien (48). Il souligne également la présence d'un «épisode sableux» dans la Craie du Nord de la Volhynie et de la partie occidentale de la Polésie; cet épisode se traduit par un ensablement considérable, mais passager, de la mer supracrétacée causé par un violent courant sous-marin.

Les régions situées à l'Est de ces terrains possèdent aussi leur «épisode sableux» qui est, dans certains endroits, daté avec plus de précision que l'épisode volhyno-polésien et dont l'existence est signalée, en tant que phénomène régional, même par les publications synthétiques (1, 2).

La répartition des dépôts sableux dans la Craie de la Russie occidentale est le plus clairement traitée par G. Mirchink (33); les travaux de G. Burenin (4), H. Lipkovska (21), H. Zakrevska (53) et, en partie la dernière publication d'Oppokov (36) contiennent aussi des données intéressantes concernant cette question.

Ces publications démontrent que le matériel terrigène sous forme de sables quartzeux avec addition de muscovite, s'amassait dans le Nord-Ouest de la dépression Ukrainienne, plus précisément, dans son aile septentrional. Vers le SO, c'est-à-dire dans la direction de l'axe de la cuvette, le % de sable diminue et disparaît assez vite. On peut donc, en toute assurance, situer dans le NE de cette zone la source du matériel terrigène qui dépend, par conséquent, de l'anticlinal de Voronez. Les sables, tout comme la craie qui les renferme, contiennent de nombreuses *Belemnitella mucronata* qui ont permis d'assigner l'«épisode sableux» au Campanien. Dans certains points, au lieu d'additions sableuses, on trouve dans la série supra-crétacique des surfaces corrodées de hard-grounds (53).

Sur le versant NE du massif Ukrainien, les dépôts du Crétacé supérieur forment un faciès littoral (argiles sableuses, Koklik,

15). Nous ne savons pas malheureusement jusqu'ou, dans la direction de l'axe de la dépression Ukrainienne, s'étendaient les influences continentales, car aucun des forages n'a percé la puissante série tertiaire dont l'épaisseur maximum tombe justement sur l'aile méridionale de la cuvette. (Le déplacement de l'axe longitudinale de la depression Ukrainienne pendant le Tertiaire a été mentionné par beaucoup d'auteurs).

Dans la partie méridionale de la Blanche-Ruthénie on ne trouve que très peu de données sur la composition petrographique du Crétacé supérieur et moyen (G. Mirchink, A. Zirmunskij, M. Blioducho). Mais ici aussi, dans tous les cas, les niveaux inférieures de la Craie mucronatée contiennent des quantités importantes de sable, qu'on rencontre également dans les couches les plus profondes du Turonien, à la limite du Cénomanién. Dans le bassin du Soz, le Cénomanién est représenté par des marnes glaucon o-sableuses qui passent aux sables contenant dans la partie basale de quartz roulés atteignant jusqu'à 7 mm de diamètre. On ne rencontre ici nulle trace de feldspaths (3, 33, 55).

On commence à trouver d'autres matériaux clastiques seulement dans les dépôts du Crétacé moyen du district de Dmitrovsk d'ou Archangelskij cite des galets considérables de quartzites, de silex noirs et de roches siliceuses provenant du Précambrien supérieur et du Paléozoïque inférieur (1). Des lacunes dans les séries sédimentaires crétaciques ont été constatées sur le territoire du massif souterrain de Voronez, entre l'Albien et de Cénomanién et durant le Turonien supérieur et le Sénonien inférieur (2).

Un rapide coup d'oeil donné à la littérature, l'analyse, au point de vue de la composition lithologique des dépôts crétacés, et, surtout, un examen plus attentif des fractions grossières dans les dépôts du Cénomanién, nous permettent de tirer certaines conclusions concernant la paléogéographie et la tectonique de la Pologne orientale et des régions limitrophes. Cette étude peut nous fixer non seulement sur le Crétacé, mais aussi sur l'époque qui précéda la grande transgression méso-crétacique.

Ainsi p. ex., l'apparition, dans les conglomérats de Baranowicze, de concrétions de silex carboniens nous permet d'étendre assez loin vers le Nord des limites du Carbonifère constaté par J. Samsonowicz en Volhynie (42). Les dolomies et les calcaires dévoniens qui émergent du fond des dislocations de Pełcza s'éten-

dent sûrement dans la direction de Hancewicze le long du rebord ouest du massif cristallin Volhyno-Ukrainien. La »ligne basaltique« volhynienne se prolonge dans la région de la Polésie sous forme d'éruptions de roches volcaniques basales dont les galets de taille considérable (5 cm de diamètre) ont été constatés dans les conglomérats crétaciques de Baranowicze. Mais il est encore difficile de décider si nous avons affaire ici avec une même ligne ou, plutôt, avec une zone de filons plus ou moins parallèles.

Ce qu'il sagît de l'âge géologique des basaltes de la Pologne orientale nous devons signaler les dernières publications de Z. Sujkowski (51) et J. Samsonowicz (44). Ces deux auteurs sont d'accord sur l'âge paléozoïque des basaltes. Sujkowski cependant place les éruptions dans le Gotlandien, tandis que Samsonowicz les synchronise avec le diastrophisme hercynien. A la lumière des observations récentes la supposition de S. Małkowski (22, 23) sur l'âge crétacé des basaltes volhyniens devient la moins probable. Le parcours, N—S à peu près, de la zone basaltique dans la région volhyno-polésienne correspond à la direction dominante des dislocations hercyniennes de notre avant-pays des Scythes. Ce fait parle, nous semble-t-il, en faveur de la thèse de Samsonowicz. La trouvaille d'un fragment considérable de diabase, à côté des galets de basalte, dans le conglomérat mentionné de Baranowicze nous fait songer, en plus, à une possibilité de synchronisme de certaines effusions en Polésie et en Estonie (Opik et Thamm, 37).

Passons au Mésozoïque. Grâce aux mouvements kimméridiens, qui ont probablement provoqué l'effondrement du secteur septentrional du massif cristallin, un large bras de mer du Jurassique moyen affluait de l'Est inondant les terrains de la Lithuanie et de la Prusse Orientale et portant à l'Ouest la faune boréale. Dans le Cénomaniens de Lida et de Nieśwież apparaissent encore des fragments roulés d'argiles micacées resp. de sidérite argileuse qu'on suppose être des résidus de dépôts jurassiques du faciès russe, tandis que dans les environs de Różana (9) et de Baranowicze nous trouvons déjà le Séquanien développé dans le faciès de l'Europe occidentale (quartzolites à silex). Je me permettrai aujourd'hui de rejeter le point d'interrogation dont j'avais marqué la »porte polésienne« entre la Polésie et le bassin du Don (9) par laquelle avait pu procéder éventuellement, la

migration des faunes du Jurassique supérieur; il serait plus juste, nous semble-t-il, de reconnaître ici une zone continentale et de rejeter complètement l'idée d'un détroit de mer séquanienne. La jonction maritime des terrains de la Polésie avec le bassin supra-jurassique du Don était probablement limité à la zone qui bordait au Sud le massif Volhyno-Ukrainien. A cette époque ce massif s'allongeait en large rempart encore assez haut (arcoses grossières aux env. de Rózana); il se poursuivait très certainement jusqu'aux environs de Druskieniki et peut-être même jusqu'au Niemen inférieur, séparant deux provinces faciales et fauniques tout à fait différentes<sup>1</sup>.

Le forage de Baranowicze a rencontré sous les dépôts cénomaniens des argiles foncées et des sables bruns contenant des débris végétaux. Ce fait vient confirmer l'existence d'une phase continentale sur les terrains NE de la Pologne avant la transgression crétacée moyenne. A côté de la coupe de Baranowicze (et celle de Druskieniki), on doit se rappeler des sondages de Peresaz et de Tchernobyl ou des formations semblables ont été rencontrées dans une situation stratigraphique identique mais dont l'âge a été interprété d'une façon arbitraire. Oppokov supposait que les argiles et les sables brunâtres à détritux végétal de Peresaz appartiennent au Dévonien (33), tandis que Koklik assigne les dépôts de Tchernobyl au Bathonien et au Callovien (15). Pour ma part, je crois que ces formations peuvent appartenir encore à l'époque crétacée et correspondre au Wealdien ou, éventuellement, aux couches de transitions entre le Néocomien et l'Albien. J. Lewiński (19) supposait qu'il aurait existé dans l'Est de la Pologne une transgression néocomienne considérable qui aurait abouti à la jonction des mers russes et polonaises, mais jusqu'ici cette thèse n'a pas encore été directement confirmée et la question reste ouverte. Dans tous les cas, il paraît hors de doute que dans l'époque continentale post-jurassique les terrains en question ont subi un abaissement morphologique considérable. Le noyau cristallin de l'ancienne chaîne de montagnes est déjà recouvert d'un épais manteau de produits de désagrégation phy-

---

<sup>1</sup> Déjà après avoir terminé mon manuscrit j'ai eu l'occasion de prendre connaissance du dernier travail de D. Sobolev sur la paléomorphologie de la dépression Ukrainienne (46). Cet auteur constate que l'anticlinal de Voronež, qui constitue depuis les mouvements hercyniens le rebord occidental du bassin Moscovien, représentait aussi, dans le Jurassique moyen et supérieur, une zone continentale.

sique et chimique (Lida, Druskieniki, Voltchia en Polésie orient. 33). Dans l'avant-pays ne s'amassent que des quantités insignifiantes de dépôts diastrophiques.

Cependant le rôle des Scytides n'est point terminé: il se fait sentir encore pendant tout le Crétacé. L'ancien plan précambrien, partiellement modifié par les mouvements varisiques, se disloque de façon de plus en plus évidente. Après la phase orogène kimmérienne, c'est la phase subhercynienne qui continue à le morceler se manifestant plus particulièrement dans les parties centrales des sigmoïdes le plus fortement recourbés vers l'Ouest.

Un simple coup d'oeil à la carte d'épaisseur du Cénomanién (fig. 1<sup>b</sup>) suffit pour constater l'affaissement qui se forme durant le Crétacé moyen entre Wilno, Grodno et Lida. Dans cette dépression s'amassent de grandes quantités de dépôts argileux foncés, riches en sulfures de fer, très différents des sables glauconieux accumulés sur les terrains moins profonds des régions voisines.

Au déclin du Cénomanién les mouvements tectoniques se propagent sur une plus vaste étendue (voir fig. 2). La vague d'abaissements se déplace vers l'Ouest et le Sud, le territoire de la Prusse Orientale s'affaisse, le profond synclinal de Lublin commence à se former. Par endroits seulement s'élèvent de petits socles, délimités probablement par les lignes de dislocations (12). A l'Est, la cuvette Ukrainienne s'affaisse aussi violemment en pénétrant de ses deux bras dans les bassins du haut Dniepr et du haut Niemen.

Les anticlinaux morcelés des Scytides fournissent cependant aux dépôts crétaciques des quantités considérables de matériel diastrophique. Le massif Volhyno-Ukrainien fournit des fragments de roches cristallines au Cénomanién de la Volhynie, de la Polésie, et des environs de Nowogródek et Lida. A l'Est, comme à l'Ouest, ces matériaux disparaissent graduellement cédant la place aux fragments de quartz.

C'est seulement sur les versants du massif de Voronež, dans les environs de Kursk et de Briansk, que réapparaissent des galets de roches précambriennes (quartzites métamorphisés) que détruisent les flots de la mer albiénne (1, 2, 45). Mais la période continentale qui précéda la transgression méso-crétacée ne découvrit pas ici les masses profondes de la chaîne intérieure des Scytides. Probablement, elles n'émergèrent pas non plus, dans une période

ultérieure, de dessous les roches de la couverture quartzitique jatulienne, car le feldspath n'a été signalé dans aucune des formations plus récentes de cette région (1, 2).

Dans le Crétacé supérieur, les deux anciens anticlinaux scytiens, volhyno-ukrainien et voronéjien, ne fournissent aux mers qui les inondent que de menus éléments terrigènes sous forme de sables quartzeux et de muscovite. La phase diastrophique touche à sa fin, les »épisodes sableux« dans les dépôts supra-crétacés n'étaient, en effet, que des épisodes. A l'Ouest ils apparaissent plutôt dans le Turonien, au Nord et à l'Est — dans différents niveaux du Sénonien. Par endroits, au lieu d'éléments clastiques, on peut y constater des lacunes stratigraphiques, des traces de hard-grounds et même d'émersions.

Dans ce tableau il est pourtant un fait frappant, à savoir, la difficulté à établir une synchronisation régionale des ensablements successifs et des affaissements du fond de la mer supra-crétacée. Cette difficulté est peut-être causée, en partie du moins, par le peu de connaissance que nous possédons de la stratigraphie des dépôts crétaciques qui ne sont étudiés, sur nos terrains, que dans les forages. Il est tout de même impossible de rejeter une interprétation différente qui s'appuie sur les faits concrets que nous venons de citer dans cette publication. On pourrait donc admettre qu'il y a eu ici des mouvements répétés et différenciés, peut-être même rythmiques; que ces mouvements ont eu pour conséquence une instabilité marquante de la ligne de rivage et, ce qui s'ensuit, des conditions physiques excessivement variables dans ce bassin marin très étendu (particulièrement des courants intenses et changeants).

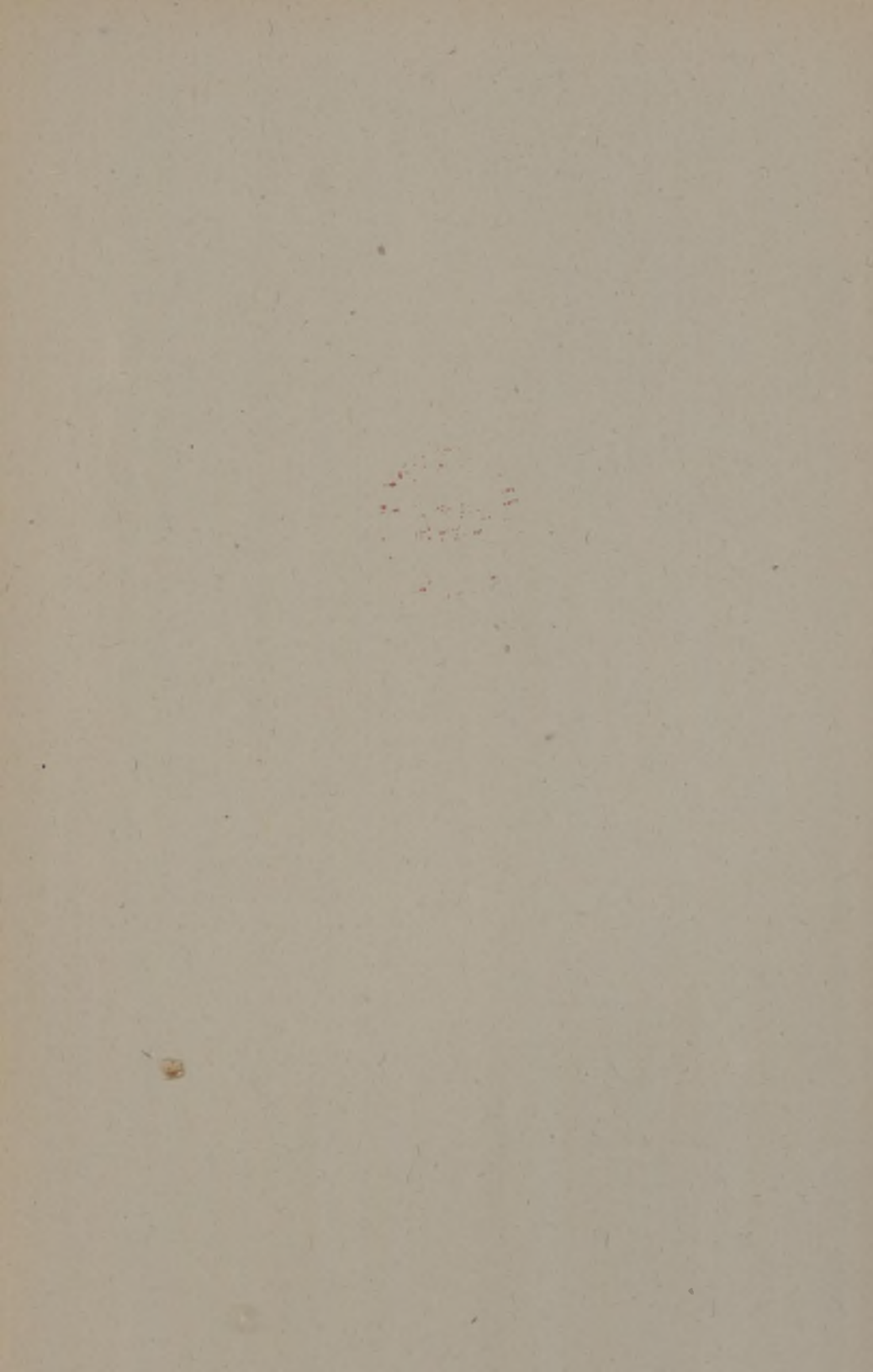
Cette mer a probablement persisté sur les terrains de la Pologne du Nord-Est pendant toute l'époque Crétacée moyenne et supérieure, jusqu'à la fin du Montien, oscillant, changeant partiellement de contours, mais communiquant malgré tout avec les mers de l'Est. Comme sur les terrains de la Lithuanie du Nord et de la Lettonie occidentale, ou le Sénonien supérieur a été érodé et emporté, dans les régions de la Pologne orientale l'absence des niveaux supérieurs de la Craie pourrait être expliquée, à notre avis, par une érosion tertiaire au cours de la période continentale qui s'était établie après une régression post-crétacée générale. A l'appui de cette thèse on peut citer l'homogénéité du faciès de la Craie dans toutes nos coupes (pleine mer),

l'étroite affinité faunique des dépôts du Montien dans l'Ouest le Centre et l'Est de l'Europe (16, 17, 24), et la présence, dans presque tous les forages, d'une couche éluviale de silex crétacés à la surface de la Craie. (Dans la partie septentrionale du NE de la Pologne on rencontre ces silex dans les dépôts morainiques; on a pu les trouver, vers le Nord, jusqu'à la ligne Święciany — lac Narocz — Wilejka, 6).

Institut de Géologie de l'Université Et. Batory à Wilno.







P 167/39

BIBLIOTEKA GEOWNA  
Politechniki Śląskiej

**P** 167/39

