PAŃSTWOWA SŁUŻBA GEOLOGICZNA
PAŃSTWOWY
INSTYTUT GEOLOGICZNY

SERVICE GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
INSTITUT
GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Biuletyn 11
Drugie wydanie tekstu

Bulletin 11
Deuxième édition du texte

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach
P.1214/49

STANISŁAW WDOWIARZ

BUDOWA GEOLOGICZNA KARPAT BRZEŻNYCH NA POŁUDNIOWY WSCHÓD OD RZESZOWA

(z 2 tablicami)

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES KARPATES MARGINALES AU SUD-EST DE RZESZÓW

(KARPATES POLONAISES OCCIDENTALES)

(avec 2 planches)

WARSZAWA
Skład Główny: Państwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecka 4.
1 9 4 9

PAŃSTWOWA SŁUŻBA GEOLOGICZNA
PAŃSTWOWY
INSTYTUT GEOLOGICZNY

SERVICE GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
INSTITUT
GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Biuletyn 11
Drugie wydanie tekstu

Bulletin 11
Deuxième édition du texte

STANISŁAW WDOWIARZ

BUDOWA GEOLOGICZNA KARPAT BRZEŻNYCH NA POŁUDNIOWY WSCHÓD OD RZESZOWA

(z 2 tablicami)

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES KARPATES MARGINALES AU SUD-EST DE RZESZÓW

(KARPATES POLONAISES OCCIDENTALES)

(avec 2 planches)

WARSZAWA
Skład Główny: Państwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecka 4.
1 9 4 9

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

P. 12.14/49

Rękopis złożono w P.I.G. 4/IIV 1938.
Zatwierdzono do druku 8/XII 1938.
Dyrektor Karol BOHDANOWICZ

Drugie wydanie tekstu
Zatwierdzono do druku 30/VI 1949.
Dyrektor Jan CZARNOCKI

P. 239/60

Redaktor techniczny — Stanisław KRAJEWSKI

Oddano do druku 1/VII 1949 r. — Druk ukończono 30/IX 1949 r.

Zam. 445 — Spółdz. Pracy Zrzesz. Druk. „Linotyp". Warszawa, ul. Szustra 1. Tel. 4.26-19. — B-85606

OD REDAKCJI

Tekst Biuletynu Nr 11, Państwowego Instytutu Geologicznego zawierający pracę Stanisława W d o w i a r z a pt.: „Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa" został wydany w r. 1939 bez tablic, które były w przygotowaniu do reprodukcji kiedy wybuchła wojna. W czasie wojny cały niemal nakład tekstu, z wyjątkiem kilku egzemplarzy, został zniszczony, tablice zaś ocalały i zostały wydane w r. 1946. Obecnie oddajemy do użytku drugie wydanie tekstu z dołączeniem tablic pierwszego wydania.

AVANT-PROPOS DE LA REDACTION

Le texte du Bulletin No 11 du Service Géologique de Pologne, contenant le travail de S t. W d o w i a r z sous le titre: „Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa (Structure géologique des Karpates marginales au Sud-Est de Rzeszów)" a été publié en 1939 sans les planches qui étaient préparées pour la réproduction quand la guerre a éclatée. Au cours de celle-ci tout le tirage du texte a été detruit à l'exception de plusieurs exemplaires. Les planches ont échappé à la destruction et leur publication a eu lieu en 1946. A présent nous publions une nouvelle édition du texte accompagnée des planches de la prémière édition.

STANISŁAW WDOWIARZ

BUDOWA GEOLOGICZNA KARPAT BRZEŻNYCH NA POŁUDNIOWY WSCHÓD OD RZESZOWA

(z 2 tablicami)

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES KARPATES MARGINALES AU SUD-EST DE RZESZÓW

(KARPATES POLONAISES OCCIDENTALES)

(avec 2 planches)

SPIS RZECZY. — TABLE DES MATIÈRES.

	Str.
Wstęp	1
Stratygrafia	3
Tektonika	18
Morfologia	35
Literatura — Ouvrages consultés	38
Résumé	40

Streszczenie

Stratygrafia i tektonika brzeżnych Karpat na SE od Rzeszowa. Próba ściślejszego podziału stratygraficzno-facjalnego utworów kredowych. Wydzielenie: 1) dolnego poziomu łupkowo-piaskowcowego z twardymi marglami w spągu, 2) poziomu piaskowcowego, 3) warstw bakulitowych, 4) górnego poziomu łupkowo-piaskowcowego. Znalezienie *Exogyra columba*. Transgresywny miocen w Karpatach. Wyróżnienie siedmiu elementów tektonicznych. Kilka uwag o morfologii, obecność płaszczyzny zrównania.

Wstęp

Obszar, którym zajmiemy się w niniejszej pracy, obejmuje brzeżną część Karpat na północno-wschodniej ćwiartce ark. Błażowa (dawniej Tyczyn-Dynów) i na południowo-wschodniej ark. Rzeszów (dawniej Rzeszów-Łańcut), wraz z wąską smugą miocenu, o łącznej powierzchni 200 km^2.

Do badań nad tym obszarem przystąpiłem w charakterze tymczasowego pracownika P. I. G. z inicjatywy p. prof. W. R o g a l i już w roku 1933. W r. 1935 kontynuowanie rozpoczętych prac zleciło

mi T-wo „Pionier", dla którego skartowałem około 120 km^2. Ostatnio wreszcie, w r. 1936 zwiedziłem okolice Chmielnika.

Pierwsze luźne wzmianki o geologii okolic Łańcuta i Rzeszowa znajdujemy w pracach geologów wiedeńskich z lat dziewięćdziesiątych: V. Uhliga *(20)* oraz Paula i Tietzego *(13)*. Z geologów polskich, dla Atlasu Geologicznego Galicyi prowadzili badania: W obrębie ark. „Tyczyn-Dynów" J. Grzybowski *(5)*, a na ark. „Rzeszów-Łańcut" W. Friedberg *(3)*. Krótka synteza tektoniczna, którą podał Grzybowski, nie odpowiada jednak dzisiejszym poglądom, a tabela, w której usiłował ująć jednolicie stratygrafię obszaru, należącego do dwóch tak różnych facjalnie regionów (śląski i inoceramowy) musiała ulec zmianie. W badaniach Friedberga, jeśli chodzi o Karpaty, na podkreślenie zasługuje przede wszystkim zwrócenie uwagi na różne typy litologiczne kredy okolic Rzeszowa. Tuż przed wojną zajął się stosunkami geologicznymi Karpat rzeszowskich B. Kropaczek *(8, 9)*. Wprawdzie badania jego wchodzą na obszar jego poszukiwań tylko częścią zachodnią (okolice Woli Rafałowskiej i Chmielnika), to nie mniej jednak główne wytyczne stratygrafii ustalone przez niego, znalazły potwierdzenie i we wschodnim przedłużeniu Karpat rzeszowskich. Największą zasługą Kropaczka jest stwierdzenie istnienia dwóch horyzontów z bogatą fauną: czarnych „piaszczystych iłów ze skamielinami" wieku paleoceńskiego („dolny eocen bez wydzielania paleocenu"), oraz „zlepieńców z Siedlisk", leżących w spągu łupków menilitowych. Mapa tektoniczna, którą ten badacz wykreślił na podstawie obserwacyj poprzedników i swoich własnych, nie dała się w szczegółach utrzymać w obszarze mych poszukiwań. Niemniej jednak, jest ona pierwszą próbą ujęcia budowy geologicznej tych okolic według nowych poglądów.

W badaniach budowy geologicznej Karpat rzeszowskich nie byłem odosobniony. W r. 1933 J. Wdowiarz *(21)* prowadził poszukiwania od strony południowej, a następnie w roku 1935 od strony północnej na obszarze Podkarpacia. W tym samym roku badał brzeg karpacki L. Hortwitz *(6)*. Ostatnio wreszcie w r. 1936 wschodnią i południową część „Zagłębia rzeszowskiego" kartował T. Chlebowski *(2)*, z którym miałem sposobność odbycia kilku wycieczek w okolicy Chmielnika. Dały one nam możność uzgodnienia poglądów odnośnie stratygrafii tych okolic, a zwłaszcza podziału fliszu kredowego.

Ścisłe ujęcie budowy geologicznej tego obszaru okazało się niestety niemożliwe. Na przeszkodzie temu stanął brak dostatecznych

odsłonięć, które by pozwoliły prześledzić dokładnie rozmieszenie poszczególnych kompleksów, a co za tym, zadowalająco wyświetlić szczegóły tektoniki pojedynczych jednostek. Na skutek tego byłem zmuszony do przedstawienia mapy częściowo zakrytej. Chodzi tu przede wszystkim o środkową połać terenu, pokrytą grubymi glinami i zajętą przez większe kultury leśne. Dużymi utrudnieniami w pracy były liczne błędy mapy topograficznej.

Zanim przystąpię do właściwego opisu, poczuwam się do miłego obowiązku serdecznie podziękować p. prof. W. Rogali za inicjatywę i cenne wskazania udzielone podczas badań. Dyrekcji S. A. „Pionier", a w szczególności p. dr O. W. Wyszyńskiemu, dziękuje serdecznie za umożliwienie kontynuowania rozpoczętej pracy.

Stratygrafia

Utwory geologiczne omawianego obszaru dadzą się podzielić następująco:

holocen	
plejstocen	
miocen	
oligocen	warstwy górno-krośnieńskie
	warstwy dolno-krośnieńskie
	łupki menilitowe z rogowcami w spągu
cocen	warstwy hieroglifowe
	iłołupki pstre, piaskowce *(pro parte)*
paleocen	
	górny poziom łupkowo-piaskowcowy
	warstwy bakulitowe
kreda	poziom piaskowcowy
	dolny poziom łupkowo-piaskowcowy
	z twardymi marglami w spągu

Utwory od oligocenu do kredy wykształcone są w facji fliszowej.

Kreda

Jak z dotychczasowych zdjęć było wiadomo, utworem, który zajmuje tu największe przestrzenie, jest kreda, facji inoceramowej. Szczegółowe badania pozwoliły mi ustalić, że we wschodniej części Karpat rzeszowskich nie stanowi ona jednolitego kompleksu, lecz, tak wiekowo jak i facjalnie, wykazuje dość znaczne zróżnicowanie.

Niestety wydzielenia, które poczyniłem, nie dały ująć się w zwartą kartograficzną całość, z powodów wspomnianych we wstępie.

Najdolniejszy poziom kredy odsłania się zaledwie w kilku punktach. W potoku od koty 384 do Rzek, 400 *m* od ujścia, wśród szarych łupków i podrzędnych, niebiesko-szarych cienkich piaskowców, widoczne są wkładki twardych, jasno-niebiesko-szarych margli, w ławicach do 10 *cm*. Przedłużenie ich znajdujemy w małym potoczku, płynącym od SW do koty 259 (w dolinie potoka Hussów). Pozycja tych wkładek jest zupełnie wyraźna; występują one bowiem w jądrze dużej i regularnej antykliny Rzek i stanowią spąg utworów kredowych. W stanie świeżym wkładki te przypominają krzemionkowe margle okolic Starego Sambora i Dobromila, po zwietrzeniu rozpadają się w drobne, ostrokrawędziste kawałeczki, barwy szaro-żółtej. W tej postaci obserwowałem je w potoku z Wulki, na granicy dwóch nasunięć. W innej nieco formie występują w Cierpiszu Górnym, gdzie stanowią spąg dużej skiby.

Idąc potokiem, płynącym od koty 400 przez tę wioskę, obserwujemy naprzód w kilku odsłonięciach serię łupkowo-piaskowcową. Około 500 *m* od drogi działowej zaczyna się ciągłe odsłonięcie zielonawych, grubo-warstwowych łupków ze wzastającą ilością wkładek twardych, jasno-szarych margli o rzadkich fukoidach i zupełnie podrzędnych wtrąceń cienkich warstewek zbitych piaskowców. Seria widoczna jest na przestrzeni 110 *m*, po czym następują ciemno-sinawo-szare, czasem prawie czarne iłołupki górno-kredowe, które przynależą już do innej jednostki tektonicznej. Podobne margle, tylko bogatsze w fukoidy, obserwowałem w potoku na SE od Zamczyska (391,1) gdzie również występują w spągu nasunięcia.

Z opisanym poziomem marglowym wiąże się bezpośrednio dalszy kompleks łupkowo-piaskowcowy. Składa się on z łupków szarych, czasem niebiesko-szarych, ilastych, rzadziej marglistych, przekładanych cienkimi ławicami piaskowców, niebiesko-szarych, rdzawo wietrzejących, zbitych, twardych, czasem skorupowych. Ławice cienkie są drobno-ziarniste, grubsze miewają również ziarno średnie i są słabiej spojone, ponadto dość często obfitują w miał roślinny. Przeważną część skały, której lepiszcze jest wapniste, stanowią ziarna kwarcu, zawartość natomiast blaszek miki jest niewielka. Na dolnych powierzchniach ławic występują liczne hieroglify, drobne, w kształcie przecinków, guzików itp., lub grubsze — palcowate. Na cienkich ławicach piaskowcowych częste są ułamki skorup inoceramów. Żyłki kalcytu, mimo lepiszcza wapnistego, bardzo rzadkie. Składnikiem charakterystycznym, dla niższej części tego poziomu są grubo-war-

stwowane, jasno-szare, twarde łupki margliste grubości do 10 *cm*, z rzadkimi fukoidami. Zapiaszczenie waha się od 25 do 50%, przeważnie wynosi około 30%. Niższa część omawianego ogniwa, wraz ze spągowymi marglami, odpowiada zapewne tzw. marglom fukoidowym, wydzielanym, lub tylko wspomnianym, z okolic Starego Sambora, Dobromila i Przemyśla[1]).

Większe odsłonięcia tej serii spotykamy w dolnej części potoku Hussów i w jego dopływie od koty 384, gdzie pokrywają jądro wspomnianej antykliny Rzek. Nadto odsłaniają się w lewobocznych dopływach potoka Strug, jak spąg kilku łusek, we wsi Hanzlówka, a wreszcie w potoku z Babiej Góry do Woli Rafałowskiej i w górnych częściach potoków na N od kościółka Marii Magdaleny (między Chmielnikiem a Malawą).

Ku górze, opisywany kompleks ulega niewielkim zmianom. Podobnie jak niżej, łupki przeważają nad piaskowcami, są jednak miększe i bardziej ilaste. W części wschodniej stanowią one 50 do 75% osadów, w okolicy Hanzlówki, Woli Rafałowskiej i Chmielnika do 80%. Twarde łupki margliste zanikają, nadto następuje pewne zróżnicowanie w samych piaskowcach. Obok piaskowców cienkolawicowych, które nie wiele się różnią od opisanych, pojawiają się częściej ławice grubości kilkudziesięciu centymetrów, średnio- i gruboziarnistych piaskowców niebiesko-szarych lub szarych, przeważnie słabo spojonych, sypkich, złożonych z ziarn kwarcu jasnej miki i ciemnej skały krzemionkowej. W ławicach tych uderza często wyraźna segregacja materiału. Dolna część ławicy odgranicza się ostro i składa się z większych ziarn, ku górze ziarno maleje i przechodzi ostatecznie w pelit, zmieszany z miałem roślinnym. Obserwacja tego zjawiska jest bardzo ważna, pozwala bowiem rozstrzygnąć, z braku hieroglifów, o normalnym czy też anormalnym ułożeniu serii. W innych przypadkach miał roślinny rozmieszczony jest w całych ławicach, tworząc charakterystyczne ciemne prążki.

Podrzędną rolę odgrywają w tej serii wtrącenia zlepieńca, miąższością rzadko przekraczające 1 *m*. Materiałem ich są najczęściej ziarna kwarcu i okruchy węgla[2]), przeważnie dosyć dobrze zaokrą-

---

[1]) Używanie nazwy „margle fukoidowe" na oznaczenie pozycji stratygraficznej nie jest racjonalne, gdyż margle fukoidowe powtarzają się również dobrze w górnej kredzie, a nawet w eocenie.

[2]) Obecność większych okruchów węgla jest powodem nieuzasadnionych nadziei miejscowej ludności na odkrycie poważniejszych złóż tego minerału. Stąd pojawiają się od czasu do czasu w dziennikach wiadomości o „odkryciu" złóż węgla w Karpatach rzeszowskich, np. w Widaczowie.

glone. Pierwsze są zazwyczaj drobne, średnica ich jest rzadko większa od 1 *cm*, drugie osiągają nawet wielkość pięści. W Hussowie koło dworu i na Glinkach (wzgórze na NE od Hussowa), w zwietrzelinie znajdowałem okruchy wapienia stramberskiego, zapewnie z ławic zlepieńca. Większe wtrącenia zlepieńca obserwowałem w doskonale odsłoniętym potoku od koty 398 do Woli Rafałowskiej. Głównym składnikiem tego zlepieńca są otoczaki gnejsu do 2 *dcm* średnicy, ponadto wapienia stramberskiego, węgla i piaskowca niewiadomego pochodzenia. O 50 *m* w górę odsłonięta jest ławica ciemnego iłu z ziarnami wapienia stramberskiego i resztkami organicznymi. W Woli Rafałowskiej na wzmiankę zasługują jeszcze, odsłonięte w potoku z Tomaszówki, zielonawo-niebieskie iły, z wtrąceniami sypkich, średnio ziarnistych piaskowców pięknej zielonej barwy. Dla opisanej dotąd części serii, ze względu na dość częste ułamki inoceramów, pozostawiamy nazwę warstw inoceramowych. Miąższość tej części serii wynosi ok. 50 *m*.

P o z i o m ś r o d k o w y serii kredowej jest facją warstw inoceramowych, przywiązaną przede wszystkim do południowo-zachodniego wysadu kredy, częściowo tylko do środkowego i dwóch brzeżnych. Wykazuje on największą nieregularność, tak co do rozmieszczenia, jak i miąższości. Z tego powodu waha się jego granica dolna, która schodzi tym niżej, im większa jest jego miąższość. Z drugiej strony ulega on czasem zupełnemu wyklinowaniu, na skutek czego dolny poziom łupkowo-piaskowcowy znajduje się w bezpośrednim kontakcie z poziomem górnym. W takim przypadku oddzielenie dwóch poziomów jest bardzo trudne.

Z wykształceniem poziomu środkowego zapoznają nas najlepiej przekroje lewobocznych dopływów potoka Strug, między Zabratówką a Chmielnikiem. Tu, w dość dobrych odsłonięciach widoczne są: piaskowce drobno-średnio- lub gruboziarniste i drobne zlepieńce w ławicach od 1 do 4 *m*, czasem twardsze, czasem jednak tak słabo spojone, że rozsypują się w piasek. Na świeżym przełamie barwa ich jest szara, niebiesko-szara, rzadko zielonawa, na powierzchniach zwietrzałych szara. Wśród ziarn przeważają: kwarc i jasny łyszczyk, ponadto w drobnych zlepieńcach występują sporadycznie gnejsy i zielone łupki krystaliczne. Średnica ziarn nie przekracza 5 *mm*. Jako wkładki między piaskowcami występują szare, grubowarstwowane, piaszczyste łupki, które stanowią czasem tylko 5% masy skalnej. Rzadkie są również wtrącenia zbitych, cienkoławicowych piaskowców i margli z fukoidami.

Seria ta występuje we wspomnianych potokach, w synklinach drugorzędnych fałdów, których jądra stanowią utwory poziomu dolnego. Największą miąższość wykazuje poziom gruboławicowych piaskowców na południe od Chmielnika. Przypuszczam, że mierzy on tu conajmniej 200 *m*. Ku SE (w kierunku Jawornika) poziom ten zwolna traci na miąższości, niemniej jednak daje się z przerwami śledzić aż do wschodniej granicy arkusza. W następnym ku N fałdzie Hadel Kańczuckich-Chmielnika gruboławicowe piaskowce niewielkiej miąższości występują przy wschodniej granicy arkusza i w Błędowej Tyczyńskiej. W wysadzie Hussowa poziom ten zaznacza się wyraźnie na W. od Hanzlówki, gdzie daje się śledzić doskonale, w naturalnych i sztucznych odsłonięciach (wkopy dla eksploatacji twardych) na przestrzeni 2 *km*. W potoku z Lisówki niedaleko źródeł potoczka, wypływającego 250 *m* na SE od koty 359, znajdują się w nim kawałeczki skorup małżów. Poza opisanymi wystąpieniami, poziom środkowy albo zaznacza się tylko kilkoma grubszymi ławicami, albo też brak go zupełnie.

Następną odmianą utworów kredowych są w a r s t w y b a k u l i t o w e. Brak dokładnych dłuższych profilów nie pozwala ściśle zdefiniować wzajemnego stosunku horyzontów margli bakulitowych i gruboławicowych piaskowców. Przypuszczam, że zazębiają się one facjalnie, przynajmniej częściowo, częściowo zaś horyzont piaskowcowy jest niższy od margli. Przemawia za tym częste występowanie grubych ławic piaskowców w niższej części margli. Z wyjątkiem północnego skrzydła jednostki Jawornika Polskiego w okolicy Chmielnika, gdzie pod marglami występują piaskowce, nie znalazłem przekrojów, w których by obydwa horyzonty były obok siebie w pełni wykształcone.

Na warstwy bakulitowe składają się szare, po zwietrzeniu jasnoszare, białawe lub szaro-żółte, piaszczyste margle wapienne, na ogół miękkie, słabo warstwowane, spękane, w ławicach do 0,5 *m* i więcej. Wśród nich występują soczewki jasno szarych twardych margli i ławice do 3 *m* grubości, szarych, słabo spojonych, średnio lub gruboziarnistych piaskowców, czasem drobno zlepieńcowych. W ławicach rozsiane są większe ziarna kwarcu. Piaskowce rzadko odcinają się ostro, przeważnie ławice ich w spągu, jak i w stropie, przechodzą nieznacznie w margle. Obok piaskowców gruboławicowych można tu zauważyć wtrącenia piaskowców niebieskoszarych, zbitych, drobnoziarnistych oraz ilasto-marglistych, szarych łupków. W ławicach grubych dość częsty jest miał roślinny. Niektóre wystąpienia margli pozbawione są prawie w zupełności piaskowców. Maksymalna miąż-

szość tej części serii mierzona w przekrojach na Nowej Wsi wynosi 150 *m*.

Obecność jej we fliszu brzeżnej części Karpat Środkowych, oraz podobieństwo litologiczne do opoki lwowskiej, a raczej nagórzańskiej, wywołała dość żywą polemikę. Po raz pierwszy margle te opisane zostały przez W. Szajnochę *(18)* pod nazwą „warstw z Węgierki", z miejscowości tej samej nazwy. Kilka lat później były one przedmiotem studiów R. Zubera *(25)* i jego uczniów *(11, 14)*, który nadał im używaną obecnie nazwę „karpackich wartsw bakulitowych", uważając je za normalny sedyment morski. Kwestię ich wieku omówimy niżej. Jeśli chodzi o rozmieszczenie tych warstw w obrębie zbadanego przeze mnie obszaru, to wykazuje ono dużą niejednostajność, podobnie jak i piaskowce gruboławicowe. W jednostce południowej wkładki ich spotykamy już na SE od Jawornika, ale szczególnie pięknie rozwijają się wzdłuż południowego skrzydła między Dylągówką a Nową Wsią, gdzie dają się śledzić jako regularny pas, w licznych odsłonięciach prawobocznych dopływów potoka Tatyny. Następnie odsłaniają się na N skrzydle tej samej jednostki w okolicy Chmielnika. Jeszcze lepiej rozwinięte są w jednostce Hadel Kańczuckich-Chmielnika, przede wszystkim w części wschodniej, oraz w okolicy Chmielnika. Na N od kościoła w tej miejscowości przebiega smuga margli, doskonale odcinająca się w terenie stromizną zbocza od najgórniejszej ilastej partii. W obrębie jednostki Hussowa poziom ten występuje sporadycznie i to raczej we formie soczewek. W jednostce brzeżnej margle znane mi są tylko z okolic Cierpisza Górnego.

Strop osadów kredy stanowią utwory przeważnie pelityczne, przy czym zawartość piaskowców w nich maleje od SE ku NW. Jednostka brzeżna w części zachodniej zbudowana jest przeważnie z górnego poziomu, o bardzo ilasto-łupkowym wykształceniu, ku wschodowi natomiast zapiaszczenie trochę wzrasta. W jednostce Hussowa są to szare, lub niebiesko- i siwoszare, bardzo ilaste łupki, niebieskie, czasem zielonawe iły, z wtrąceniami piaskowców niebiesko- i siwo-szare, bardzo ilaste łupki, niebieskie, czasem zielonawe iły, z wtrąceniami piaskowców niebiesko-szarych, drobnoziarnistych, wapnistych oraz rzadziej drobnych zlepieńców, złożonych z ziarn kwarcu, okruchów węgla i wapienia stramberskiego. Zawartość piaskowców od 10 do 25%. W Hussowie, tuż niżej mostu na drodze ku Tarnawce, na mocno ilasto-wapnistych piaskowcach obserwowałem kryształki pirytu. Tu też znalazłem nieoznaczalny bliżej okaz gąbki. W odsłonięciach ku kaplicy, wśród łupków tkwią dwa obtoczone

bloki wapienia stramberskiego po 2 m^3 i mały blok gnejsu. Zjawisko takie obserwowałem jeszcze w kilku punktach omawianej partii. Ze względu na to, że w okolicy Hussowa nie występuje poziom środkowy, górna partia łupkowa przechodzi bez żadnych widocznych zmian w dolny poziom łupkowo-piaskowcowy. W dolinie Tarnawki obserwujemy pod eocenem ciemno-szare i niebiesko-szare iłołupki. Zyskują one na miąższości w Woli Rafałowskiej, a zwłaszcza w Chmielniku. Jednocześnie w kierunku północno-zachodnim zmienia się też zabarwienie, które staje się coraz ciemniejsze. Za przykład mógłby służyć profil największego lewego dopływu potoka Wylewna w Chmielniku. Odsłania on ciemne, czasem prawie czarne łupki i iły piaszczyste, z rzadkimi wtrąceniami szarych, czasem ciemno-szarych, zbitych piaskowców. W części spągowej pojawiają się grubsze łupki margliste, tu też na wkładce piaskowca znalazłem okazy długich rureczek batysyfonów. W dolinie Wylewnej spotykamy jeszcze kilkakrotnie odsłonięcia iłołupków i łupków, są one jednak jaśniejsze niż we wspomnianym profilu. Duże rozprzestrzenienie tej serii między Wolą Rafałowską a Chmielnikiem ma przyczyny natury tektonicznej.

W jednostce Jawornika Polskiego poziom górny zbliża się wykształceniem do poziomu dolnego, tzn. składa się z szarych łupków i rzadszych wkładek centymetrowych piaskowców. Ciekawa ich facja występuje na Nowej Wsi w odsłonięciach potoka od E ku wiosce. Widzimy tam nad warstwami bakulitowymi naprzód ciemno-szare łupki z bułami jasnych margli, po czym te ostatnie zanikają, a na ich miejsce pojawiają się zielono-szare łupki, których procent rośnie ku eocenowi. Piaskowce są jasne, sypkie, cienkoławicowe i stanowią około 25%. Całość, ze względu na zielono-szare łupki, przypomina trochę eoceńskie warstwy hieroglifowe. Miąższość tego kompleksu wynosi ponad 100 *m*.

Muszę tu wspomnieć jeszcze o okolicy Chodakówki, gdzie jednostka brzeżna tworzy wyraźną płaską antyklinę. W jądrze jej, w potoku od koty 357 do Chodakówki, występują szare grube margle, stanowiące około 60% skały, łupki szare oraz niebiesko-szare piaskowce ze strzałką. Na wkładkach piaskowców obserwowałem batysyfony. Tak więc dotychczas znane mi są 3 punkty z wystąpieniami batysyfonów; w dopływie Wylewnej w spągu ciemno-szarych piaszczystych iłów, w ilastej serii w potoku Hussów oraz w Chodakówce. Wzmianki o nich znajdujemy również u Szajnochy *(19)* i Zubera *(26)*, którzy znaleźli je w warstwach bakulitowych w Węgierce. Przypuszczam, że wymienione wystąpienia batysyfonów należą do jednego horyzontu wiekowego, chociaż różnie

litologicznie wykształconego. Wypływałby stąd prosty wniosek, że margle bakulitowe częściowo zazębiają się facjalnie z górnym ilastym poziomem, częściowo zaś są od niego starsze.

Na zakończenie opisu utworów kredy, pragnę dorzucić kilka uwag natury ogólniejszej. Uderzającym rysem charakterystycznym kredy tutejszej jest rzadkie występowanie strzałki, która przecież jest cytowana we wszystkich bez mała opisach kredy inoceramowej. Brak ten nie może stać w związku z wapnistością osadów, gdyż jest ona na ogół bardzo duża (dowodem są wystąpienia trawertynów); przypuszczam natomiast, że jest ona wynikiem intensywnego sfałdowania utworów, a co za tym idzie, mniej intensywnego potrzaskania ławic piaskowcowych, aniżeli w innych częściach Karpat *(12)*. Miąższość warstw inoceramowych została oszacowana przez K r o p a c z k a *(8)* „w przybliżeniu na 200 *m*", z tym, że brak tam jest dolnego poziomu „utworzonego przeważnie przez margle fukoidowe". Szacunek ten jest nieco skromny, gdyż miąższość osadów znanej mi tu kredy wynosi przynajmniej 500 *m*, z czego na poziom marglowy przypada ok. 50 *m*.

Sądzę, że stosunki stratygraficzno-facjalne odpowiadają stosunkom zaobserwowanym na arkuszu „Przemyśl" przez L. H o r w i t z a *(6)*, a na ark. Dobromil przez B. B u j a l s k i e g o *(1)*. H o r w i t z wydzielił ostatnio w NW części arkusza w najmłodszym kompleksie kredowym trzy typy litologiczne: 1) piaskowce bryłowe, 2) margle, odpowiadające „mniej lub więcej" warstwom bakulitowym Z u b e r a, oraz 3) łupko-piaskowce z wkładkami czarnych łupków. Wymienione typy odpowiadają dobrze obserwowanym przeze mnie poziomom — piaskowcowemu i marglowemu, oraz górnemu — łupkowemu.

W okolicach Birczy wydzielił B u j a l s k i[1]) nad kompleksem czarnej kredy i margli krzemionkowych trzy ogniwa: dolne łupkowo-piaskowcowe (piaskowce 60%), środkowe piaskowcowe (75 do 80%), oraz górne, o znacznej przewadze utworów pelitowych z wtrąceniami margli, przypominających opokę lwowską. Podział ten (pominąwszy warstwy bakulitowe) zgadza się w zupełności z podziałem przedstawionym przeze mnie. Inaczej trochę wygląda ta sprawa w okolicy Przemyśla, gdzie nad czarną kredą i marglami fukoidowymi, które według badań prof. R o g a l i *(16)* są marglami krzemionkowymi, wydzielił K o n i o r *(10)* „typowe warstwy inoceramowe" z kompleksem gruboławicowego piaskowca „jamneń-

[1]) W badaniach dr B. B u j a l s k i e g o miałem sposobność brać udział.

skiego" u góry. W spągu tego ostatniego występują wkładki margli, które „zdają się w kierunku NW przybierać na miąższości".

Podziały powyższe różnią się od poglądu prof. Z u b e r a *(25)*, a następnie J. N o w a k a *(11)* i W. R o g a l i *(15)*, którzy starali się dowieść, że warstwy bakulitowe są facją piaskowca jamneńskiego. Wydaje mi się, że sprawa przedstawia się nieco inaczej. Z u b e r pogląd swój opiera częściowo na profilu okolic Birczy, gdzie notuje piaskowiec jamneński, gdy tymczasem u B u j a l s k i e g o, a również i H o r w i t z notuje piaskowce nie w stropie, ale w partii niższej swego górnego kompleksu. Przypuszczam więc, że horyzont piaskowcowy i warstwy bakulitowe są starsze od piaskowca jamneńskiego[1]), którego graniczna pozycja między kredą a eocenem jest, np. na ark. Stary Sambor i Skole, zupełnie wyraźna i nie pozostawia wątpliwości. Wiem też z własnych obserwacyj, poczynionych w okolicy Podbuża i Opaki, że pod piaskowcem jamneńskim rozwinięty jest kompleks piaskowcowy odrębny, oddzielony od poprzedniego serią łupkowo-piaskowcową, dochodzącą do 100 *m* miąższości.

Jakżeż przedstawia się kwestia wieku omówionych utworów? W dotychczasowej literaturze najbliższych okolic mamy, stwierdzony ponad wszelką wątpliwość fauną z warstw bakulitowych, środkowy senon tj. kampan. Fauna ta została już obszernie omówiona i opis jej można znaleźć w specjalnych lub ogólniejszych rozprawach *(11, 14, 18, 23)*. Spąg naszej kredy stanowią margle, które jak wspomniałem, podobne są do stropu margli krzemionkowych z okolic Dobromila i Starego Sambora. Wiek margli krzemionkowych został oznaczony przez B. K o k o s z y ń s k ą (informacja ustna) na podstawie *Belemnites minimus* L i s t. jako alb. Jakiż jest więc wiek tzw. warstw inoceramowych, zawartych między marglami krzemionkowymi a warstwami bakulitowymi? W tym kierunku zebrałem pewne dane. W lewobocznym dopływie potoka przez Hanzlówkę od koty 359, znalazłem o 500 *m* w linii prostej od ujścia, okaz inocerama z narośniętymi skorupkami ostryg; jedną z nich oznaczył prof. W. R o g a l a jako *Ostrea incurva* N i l s s., która to forma występuje według W o o d s'a od strefy ze *Schloenbachia varians* po strefę z *Belemnitella mucronata*. Znajduje się ona około 150 *m* pod grubolawicowym piaskowcem, którego miąższość wynosi

[1]) Może być, że piaskowiec jamneński jest dalszym ciągiem sedymentacji piaskowców gruboławicowych, z tym jednak zastrzeżeniem, że istnieje wiekowe przesuwanie się facji piaskowcowej ku górze w kierunku z zachodu na wschód. To zagadnienie mogą rozstrzygnąć tylko dokładne badania kredy na ark. Dobromil.

tu 100 *m*. Można zatem przypuścić, że wyższa część warstw inoceramowych należy, obok margli bakulitowych i gruboławicowych piaskowców, do senonu, albo już do turonu.

Na większą uwagę zasługuje znalezienie przeze mnie w zlepieńcu, złożonym z ziarn kwarcu i okruchów węgla, formy, oznaczonej przez p. B. K o k o s z y ń s k ą jako *Exogyra columba*, która jest przewodnia dla cenomanu. Punkt ten znajduje się na pograniczu Hadel Kańczuckich i Manasterza (ark. Przemyśl) w lewym, niższym dopływie potoka z Podgórza. Niestety, na podstawie dotychczas znanych mi odsłonięć, nie mogę dokładnie ustalić położenia tej formy w profilu kredy: panują tu bowiem dość skomplikowane stosunki tektoniczne[1]). W każdym razie mamy tu poraz pierwszy ważki dowód istnienia w warstwach inoceramowych tej części Karpat cenomanu, wbrew niektórym nowszym poglądom. Możemy więc przypuścić, że w badanym przeze mnie obszarze, gdzie nie zanotowałem żadnych przerw w sedymentacji, występuje kreda od górnego albu aż po senon. Byłoby to częściowo zgodne z poglądem prof. N o w a k a, który przypuszcza, że w warstwach inoceramowych może występować poza senonem, również emszer i turon.

Powyżej przedstawione różnorodne stosunki w wykształceniu poszczególnych poziomów kredy wymagałyby podjęcia próby wyjaśnienia stosunków paleogeograficznych tego rejonu. Nasuwają się takie ciekawe zagadnienia jak: nawiązanie naszego terenu do hipotezy wału dobruckiego (Z u b e r), do garbu, który w okolicach Przemyśla został stwierdzony anomaliami grawimetrycznymi *(24)*, a wreszcie do starych założeń prakarpackich *(12)*. Niestety, ani ku zachodowi ani ku wschodowi nie mamy odpowiednio szczegółowych materiałów, a obszar nasz jest do celów tych za mały.

Paleocen

Utwory tego piętra zostały stwierdzone w kilku zaledwie punktach, a przynależność — określona na podstawie wykształcenia, indentycznego z „iłami babickimi", których paleoceński wiek udowodnił liczną fauną K r o p a c z e k. Najdalej ku wschodowi znane mi ich wystąpienia znajdują się w Hanzlówce w potoku od koty 406 ku NW. Tu 400 *m* od ujścia, w bliskim sąsiedztwie czerwonych iłów, odsłaniają się na przestrzeni 1 *m* ciemne piaszczyste iły z wkładkami ciemnych łupków marglistych. Obok leży blok objętości 1/4 m^3 słabowapnistej skały, barwy wiśniowej i mały otoczak

[1]) Dokładny opis tego znalezienia będzie przedmiotem osobnej rozprawki.

wapienia stramberskiego. W potoku z Krzywej ku SW obok koty 273, w bezpośrednim sąsiedztwie pstrych iłów, znajdują się czarne iły z fauną (małże). W analogicznej pozycji występują takie same iły w potoku od koty 398 do Woli Rafałowskiej. Grubość tych wtrąceń nie przekracza zapewne 1 *m*. Ku NW przybierają one charakter ciągłej wkładki, co stwierdziłem w Chmielniku na półn. skrzydle odsłoniętej w potoku Wylewna antykliny, oraz na południ. skrzydle synkliny między Chmielnikiem a Malawą. W profilu największego dopływu potoka Lisowskiego, ponad górnym poziomem kredy, odsłaniają się na przestrzeni 18 *m* grubowarstwowane łupki czarne lub zielone, oraz stwardniałe „iły babickie" z ziarnami kwarcu. W nich tkwią bloki do 0,4 *m* średnicy twardych jasno-szarych margli i bardzo twardych, niebiesko-szarych, gruboziarnistych piaskowców oraz blok skały, opisany z Hanzlówki. Ten zlepieńcowy utwór dał się prześledzić ku E na przestrzeni 750 *m*. Obok ich ostatniego wystąpienia ku E znalazłem brzeg potoka odsłonięcie z czarnymi iłami z fauną. Pozostaje natomiast kwestią otwartą, czym zastąpiony jest paleocen w innych miejscach.

Eocen

Tam, gdzie brak jest wkładek paleocenu niewątpliwego, a więc w przeważnej części skartowanego obszaru, utwory eocenu zaczynają się od p s t r y c h i ł o ł u p k ó w. Często w najgórniejszej kredzie pojawiają się iły wietrzejące zielonawo, na świeżo zaś pięknej niebieskiej barwy, po których następują iłołupki ceglaste, czerwone, rzadziej wiśniowe, naprzemian z seledynowymi, a czasem niebiesko-zielonymi. Przekładają je cienkie warstwy drobno lub średnio-ziarnistych, zielonawych, glaukonitowych i kwarcytowych, prążkowanych piaskowców, rozpryskujących się pod uderzeniem. Rzadko występują pojedyncze wkładki centymetrowe twardych margli.

Wykształcenie tych utworów jest bardzo jednolite; jedynym wyjątkiem są odsłonięcia w Hyżnym, w lewym dopływie potoka, uchodzącego tuż niżej kościoła do Tatyny, gdzie widoczne są w spągu eocenu czerwone łupki, przekładane jasno-szarymi wapnistymi marglami, oraz piaskowcami ze skupieniami krzemionki pośrodku ławic. Maksymalna miąższość pstrego kompleksu wynosi 80 *m*.

Zaburzeniem jednolitej sedymentacji jest wkład grubości do 30 *m*, który dał się prześledzić i ująć kartograficznie na długości ponad 3 *km* w Tarnawce. Składa się on z piaskowców średnio-ziarnistych, barwy jasno-brązowo-szarej, przekładanych marglami podob-

nego koloru i rzadziej piaskowcami zielonymi. Po zwietrzeniu całość przybiera kolor białawy.

Poza Tarnawką łupki pstre przechodzą ku górze bezpośrednio w kompleks, który najbardziej przypomina warstwy hieroglifowe Karpat Wschodnich. W części południowej i wschodniej są to łupki szaro-zielone, przekładane piaskowcami w warstwach do 10 *cm* grubości, przeważnie drobnoziarnistymi, z glaukonitem i ciemnymi ziarnami. Na obydwóch zazwyczaj powierzchniach obecne są grube hieroglify. W Tarnawce są to iłołupki niebiesko-zielone, z wtrąceniami ciemno-niebieskich bezwapnistych piaskowców glaukonitowych. Na jednej wkładce obserwowałem wyraźne fukoidy. W Woli Rafałowskiej, w bezpośrednim sąsiedztwie łupków menilitowych, zamiast warstw hieroglifowych występują grubo warstwowane łupki margliste, ciemno-niebieskie z zielonym odcieniem, niebieskie iły oraz, znane już Kropaczkowi, bladoniebieskie margle krzemionkowe z fukoidami. Ze względu na małe rozprzestrzenienie, nie wydzieliłem ich kartograficznie.

Łupki menilitowe. Spąg łupków menilitowych stanowią rogowce do 20 *cm* grubości, czarne, bardzo często biało pręgowane, miąższości rzadko większej od 5 *m*. Nad nimi następują zazwyczaj cienkie liściaste łupki, czasem ilaste lub piaszczyste, barwy ciemno-brązowej lub nawet czarnej, bitumiczne (Hyźne). Wśród nich występują ławice piaskowców jasnych i kruchych, oraz cieńsze warstwy zielonawych i zbitych — glaukonitowych, kwarcytowych piaskowców. Podrzędnie występują wkładki małozwięzłych piaskowców, koloru łupków. Na powierzchniach łupków tworzy się po zwietrzeniu żółty nalot. W Woli Rafałowskiej, w odsłonięciu niedaleko kościoła znaleźć można w łupkach dobrze zachowane odciski ryb. Miąższość serii łupków menilitowych wynosi 150 *m*.

Od podanego schematu, który nie różni się od ogólnego karpackiego, zachodzą małe odchylenia. W potoku przez Widaczów, niżej koty 272, a następnie w przekroju potoka Łęgi odsłaniają się w partii stropowej grube ławice zlepieńcowatych, luźnych piaskowców, zwietrzałych na żółto-szaro, przekładanych w 70% łupkami menilitowymi, a w części niższej podobne ławice z wkładem zlepieńca, złożonego z otoczaków wapienia stramberskiego, piaskowców i margli, niewiadomego pochodzenia, wielkości głowy ludzkiej. Inaczej trochę wykształcone są łupki menilitowe w Tarnawce. Nad cienką wkładką spągowych rogowców następują kwarcytowe piaskowce, barwy szaro-brązowej lub częściej szarej, drobnoziarniste, bardzo twarde, szkliste, z ziarnami glaukonitu, przekładane skrzemieniałymi łup-

kami płytkowymi, wietrzejącymi na kolor białawy. Dopiero wyżej pojawiają się łupki miększe barwy ciemno-brązowej. Na zachód od Tarnawki, w stropie łupków stwierdziłem istnienie wyraźnej wkładki rogowcowej. Zazwyczaj jednak ku górze łupki stają się bardziej ilaste, pojawiają się wtrącenia łupków zielonych, a następnie szarych, stanowiących przejście do ostatniego ogniwa fliszu.

Oligocen

W a r s t w y k r o ś n i e ń s k i e. Ze względu na to, że różni autorzy rozmaicie kładą granicę łupków menilitowych i warstw krośnieńskich, uważam za wskazane zaznaczyć, że w terenie zbadanym wyznaczyłem ją tam, gdzie zanikają wkładki piaskowców kwarcytowych, a pojawiają się szare wapniste łupki i takież piaskowce. W kompleksie omawianym wydzieliłem: w części niższej warstwy dolno-krośnieńskie i wyżej warstwy górno-krośnieńskie, przy czym kryterium tego podziału stanowi obecność czarnych łupków. Na poziom dolny składają się łupki szare, ilasto-margliste, drobno-mikowe, przekładane łupkami czarnymi lub ciemno-brązowymi, ilastymi. Przewarstwowania piaskowców dochodzą do 40 *cm* grubości. Są to piaskowce drobnoziarniste, czasem skorupowe, na świeżo niebiesko-szare, a szare po zwietrzeniu, wapniste. Zawartość blaszek miki jest bardzo duża. Łupki czarne przeważają w spągu, ku górze ilość ich zmniejsza się, wreszcie zanikają zupełnie. Piaskowce stanowią do 30%, w niektórych jednak profilach brak ich zupełnie, tak, że seria nosi w 100% charakter łupkowo-marglisty. Na N skrzydle synkliny Hyżnego występują w spągu sporadycznie cienkie wtrącenia syderytów, zwietrzałych na brązowo-żółto. Miąższość warstw dolno-krośnieńskich waha się od 120 d 140 *m*.

W warstwach górno-krośnieńskich możnaby wyróżnić dwa poziomy. W poziomie niższym, podobnie jak w serii dolno-krośnieńskiej, przewagę mają łupki margliste szare, bez ciemnych jednak wkładek, z piaskowcami drobnoziarnistymi, w decymetrowych ławicach, stanowiącymi do 50%. W poziomie wyższym natomiast dominują kilkumetrowe ławice drobnoziarnistych, jasno-szarych, miękkich i wapnistych piaskowców, z bardzo dużą ilością miki, przegradzane wkładkami szarych marglistych łuków. Wypełniają one środek synkliny Hyżnego i Hadel Szklarskich, a także częściowo reprezentowane są w Tarnawce. Miąższość warstw górno-krośnieńskich wynosi około 350 *m*. Z podanego ogólnego opisu widać wyraźnie, że wykształcenie warstw krośnieńskich jest nieco inne niż w rejonie depresji centralnej. Tam gruboławicowe piaskowce występują

w pobliżu łupków menilitowych, tutaj natomiast część niższa jest łupkowo marglista, gruboławicowe piaskowce zaś ograniczają się do części górnej.

Muszę tu wspomnieć jeszcze osobno o wąskiej synklinie między Zabratówką a Wolą Rafałowską. W środku tej synkliny znajduje się wąska smuga ciemno-brązowych i jasnych, glaukonitowych piaskowców kwarcytowych z rogowcami. W rzeźbie zaznacza się ona wyraźnym grzbietem; prześledziłem ją na długości ponad *1 km*. Wyjaśnienie jej może być dwojakie: albo stanowi ona wkładkę stratygraficzną w warstwach przejściowych, tzn. mielibyśmy tu podwójne łupki menilitowe i podwójne warstwy krośnieńskie, podobnie jak w rejonie brzeżnym między Świcą i Łomnicą (7), albo też jest ona wtórnym siodełkiem. Za tym ostatnim tłumaczeniem przemawiałaby może ta okoliczność, że w doskonałych odsłonięciach w Hyżnem, nigdzie wtrąceń rogowców w warstwach krośnieńskich nie obserwowałem. Ze względu na brak pewności co do charakteru tej smugi, nie uwzględniłem jej w tabeli stratygraficznej.

Miocen

Osady miocenu wykształcone są w dwojaki sposób, zależnie od położenia w stosunku do fliszu karpackiego. W miocenie, prześledzonym wzdłuż brzegu Karpat, za najstarsze uważam zielonawo-szare iłołupki z kawałkami przezroczystego gipsu, przekładane łupkami marglistymi. Znane mi są one tylko w potoku Glinik, z jednego niewielkiego odsłonięcia, położonego tuż przy brzegu karpackim. Obecność gipsów nie jest jednak jasna, gdyż występują one w formie kawałków, jak gdyby obtoczonych, tak, że trudno jest rozstrzygnąć z pewnością, czy znajdują się one na złożu pierwszorzędnym czy drugorzędnym. Gdyby zachodziła pierwsza ewentualność, mielibyśmy do czynienia z przedłużeniem gipsonośnej formacji z Łopuszki *(19)*. Poziom wyższy stanowią grubowarstwowane łupki niebieskawe, lub szare iły marglowe, bez wyraźnego warstwowania, dość dobrze odsłonięte w potoku Glinik i w potoku płynącym do Lipnika, gdzie ponadto obserwowałem metrowe wtrącenia słabo spojonego piasku. Ważne jest odsłonięcie w potoku Glinik, gdzie w odległości około 900 *m* od brzegu karpackiego, wśród iłów marglowych znajduje się łagodnie zapadająca ku N, 2-metrowa ławica muszlowa, o lepiszczu piaszczystym, barwy niebiesko-szarej. Fauna z tego miejsca została zebrana przez H o r w i t z a *(6)* i oznaczona przez K. K o w a l e w s k i e g o. Okazało się, że przeważającą formą jest *Ervilia podolica*, cały zespół faunistyczny (bardzo zre-

sztą mały) pozwolił H o r w i t z o w i odnieść ten poziom do górnego prasarmatu.

Miocen w obrębie Karpat znany mi jest z 4-ch punktów. W Błędowej Tyczyńskiej, na prawym zboczu doliny, w dużym kamieniołomie odsłonięte są wapienie litotamniowe, mocno piaszczyste, z pojedynczymi ziarnami kwarcu wielkości grochu i piaskowce jasnoszare, bardzo wapniste, średnio- i drobnoziarniste, w metrowych ławicach. Przekładają je iły, nie wiele różniące się od gliny, z licznymi (wtórnymi) konkrecjami wapiennymi. Utwory te nachylone są 9° ku W i leżą niezgodnie na warstwach krośnieńskich (od 70° SW do 90°), jako wynik niewątpliwej transgresji. Rozprzestrzenienie ich wskazuje dość dobrze rzeźba, gdyż tworzą one na stoku płaski wzgórek. Drugi punkt znajduje się na lewym stoku, niedaleko dna doliny. Odsłonięcia wyraźnego brak, sypią się jednak liczne kawałki jasnego wapienia litotamniowego i dość twardych, bardzo wapnistych piaskowców. Opisane stanowiska były już znane G r z y b o w s k i e m u *(5)* i K r o p a c z k o w i *(8)*, którzy o nich krótko wspominają.

Nieznana natomiast dotychczas była obecność miocenu w dolinie Mleczki, między Hadlami Szklarskimi i Grzegorzówką. O 100 *m* od koty 265 ku N znajduje się zarzucony łom, obok którego leżą bloki drobnoziarnistych piaskowców, bardzo wapnistych, zbitych, barwy jasno-niebiesko-szarej. W nich udało się mi znaleźć odlew małżów. Wedle relacji jednego z gospodarzy, budują one przyległy wzgórek (są wyorywane), a być może, że znajdują się jeszcze w lesie Ostrowiec, gdzie w dwóch potoczkach znalazłem otoczaki wapieni mioceńskich. Ostatnie wreszcie stanowisko, zresztą zagadkowe, znajduje się na SE od Jawornika w Pasternikach, obok małej synkliny eoceńskiej. Tu w drodze polnej znalazłem kilka kawałków zbitych, jasnoszarych piaskowców, mocno wapnistych, z licznymi odlewami małżów i ślimaków. Przypuszczam, że są one *in situ*, gdyż z jednej strony trudno sobie wyobrazić, aby zostały nawiezione na polną drogę, z drugiej zaś tego typu nie ma w trzech poprzednio opisanych miejscach. Utwory te są wynikiem prawdopodobnie transgresji płytkiego morza, które w formie wąskiej zatoki, sięgającej od Tyczyna aż poza Jawornik Polski, wkroczyło na flisz karpacki (F r i e d b e r g).

Wiek opisanych utworów, które należy uważać za równowiekowe z utworami „Zagłębia Rzeszowskiego", został oznaczony przez F r i e d b e r g a jako torton, na podstawie fauny, zebranej z kilku miejscowości.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA w Gliwicach

Czwartorzęd

P l e j s t o c e n. Aby zamknąć opis stosunków stratygraficznych, należy wspomnieć pokrótce o utworach plejstoceńskich, które nie odgrywają większej roli, ale których obserwacja ważna jest, ze względu na to, że teren nasz leży w obrębie najdalszego południowego zasięgu lodowca. Materiał lodowcowy składa się z eratyków i glin morenowych. Co do pierwszych, to są one rozrzucone na ogół dość rzadko po całym obszarze, częstsze są jednak w części północnej; prawdopodobnie są to ślady degradacji utworów morenowych. Na moreny składają się gliny zwietrzałe, brązowo-żółte, z obtoczonymi kawaleczkami granitu, skał ciemniejszych i piaskowców. Zaobserwowałem trzy odsłonięcia materiału morenowego: w szkarpie polnej drogi 1 *km* na N od kościoła w Chmielniku, w Grzegorzówce, i na granicy Hadel Szklarskich i Tarnawki. Gliny są przeważnie barwy brązowo-żółtej, a miąższość ich jest największą na stokach zachodnich.

Na utwory h o l o c e n u składają się prawdopodobnie tylko osady den dolinnych niewielkiej miąższości, pod postacią drobnych żwirów, przykrytych glinami.

Tektonika

Na całokształt budowy geologicznej wschodniej części Karpat rzeszowskich składają się następujące (od SW ku NE) jednostki tektoniczne:

antyklina Szklar
synklina Hyżnego
skiba Jawornika
synklina Hadel Kańczuckich-Błędowej Tyczyńskiej
Skiba Hadel Kańczuckich-Chmielnika
skiba Hussowa
fałd brzeżny.

Antyklina Szklar

A n t y k l i n a S z k l a r (antyklina Bachórza J. W d o w i a r z a) stanowi najbardziej ku południowi wysuniętą jednostkę i tylko na małej przestrzeni wchodzi w obręb przedstawionej przeze mnie mapy. Początków jej należy szukać w dolinie Sanu, w okolicy Bachórza, gdzie stanowi ją wąska smuga łupków menilitowych, w której jądrze na NW od Bachórza pojawiają się eoceńskie warstwy hieroglifowe. Dokładnie prześledziłem tylko jej północne skrzydło w obrębie Szklar. Jest ono zbudowane z rogowców i łup-

ków menilitowych, które w przekroju potoka Szklary zapadają pod kątem 25 do 30° ku NE, ku Dylągówce natomiast nieco stromiej, bo 45° NE. Luźne obserwacje, poczynione na prawym stoku potoka z Czarnego Lasu (poza obrębem mapy), wykazały, że jądro antykliny zbudowane jest tylko z eoceńskich warstw hieroglifowych. Ponieważ szerokość jego dochodzi do 800 *m*, wnioskuję, że musi on leżeć bardzo płasko, tworząc normalną antyklinę. Przypuszczalnym jej przedłużeniem jest antyklina Michałówki, której jądro zbudowane jest według K r o p a c z k a *(8)* z warstw inoceramowych. Na zachód od Borka Nowego C h l e b o w s k i *(2)* znaczy w jej przedłużeniu już tylko eocen, który z kolei zanurza się pod łupki menilitowe.

Synklina Hyżnego

Podobnie jak jednostka poprzednia, wynurza się ona spod potężnego nasunięcia kredowego w dolinie Sanu na SE od Dubiecka, skąd aż po Laskówkę jej budowę regularną prześledził J. W d o w i a r z *(21* i mapa rękopiśmienna[1]). W obrębie mego zdjęcia została ona w całości zbadana jedynie między Laskówką a Dylągówką tj. na długości 6 *km*, stąd natomiast po Brzezówkę skartowałem tylko jej północne skrzydło. Jest ona w całości wypełniona warstwami krośnieńskim, a jak już wspomniałem przy opisie stratygraficznym, środek jej zajmują gruboławicowe piaskowce. W przebiegu nie wykazuje ona żadnych większych zaburzeń. W Laskówce stanowi nieckę, której skrzydło północno-wschodnie jest w obrębie warstw dolno-krośnieńskich wstecznie obalone. W Szklarach, gdzie ma miejsce wyraźne zwężenie, obydwa skrzydła są na ogół dość płaskie, stromsze natomiast, bo do 80° dochodzące upady obserwujemy w osi synkliny. Ku Kolanówce stosunki zmieniają się, środek niecki ulega spłaszczeniu, wykazując zapady około 30° ku środkowi, natomiast skrzydła ulegają podniesieniu, a południowe wykazuje nawet przechylenie postępowe. Stąd, jak nadmieniłem, prześledziłem już tylko zachowanie się północnego skrzydła. Ku NW podnosi się ono coraz bardziej, a w Dylągówce na granicy z łupkami menilitowymi przechyla się po raz drugi wstecznie. Od tej wioski aż po Brzezówkę przebieg tego skrzydła jest niezwykle regularny, gdyż zapada stale ku SW pod kątem 50 do 65°, wykazując jednak skłonność do spłaszczenia ku osi synkliny. Fakt ten dobrze jest widoczny zwłaszcza w ostatnim profilu prześledzonym ku zachodowi.

[1]) W druku, Biul. P. I. G. No 10. (Wydano w r. 1939, *Red.*).

Skiba Jawornika

Stanowi ona potężny wysad kredy, który przy bliższym badaniu okazał ciekawą i zróżnicowaną strukturę, rozpadając się na trzy, a w okolicy Zabratówki nawet na cztery jednostki niższego rzędu, oddzielone od siebie bądź to płytkimi synklinami, bądź też liniami nasunięć. Odcyfrowanie ich było możliwe nie tylko dzięki zachowaniu się w fragmentach pstrego eocenu, ale przede wszystkim dzięki prześledzeniu rozmieszczenia poszczególnych poziomów kredy, zwłaszcza gruboławicowych piaskowców. W odróżnieniu od skomplikowanej budowy jądra skiby, jej skrzydło południowo-zachodnie wykazuje budowę na ogół prostą i na całej przestrzeni 14,5 *km* składa się niezmiennie z łupków menilitowych z rogowcami w spągu, warstw hieroglifowych i pstrych iłołupków. Posuwając się od południowej granicy mapy ku NW, możemy śledzić prawie bez przerw w dość dobrych odsłonięciach jego przebieg. I tak w potokach do Kosztowej i Laskówki (na S od granicy mapy) obserwujemy w obrębie serii dolno-krośnieńskiej, i częściowo menilitowej, dość wydatne przechylenie wsteczne (65° NE), które jednak już w obrębie samych łupków menilitowych, przechodzi w pochylenie postępowe. Zjawisko to obserwowałem w dalszym przebiegu jeszcze dwukrotnie: koło koty 404 Bazary, oraz między Dylągówką a Hyżnem, przy czym ma ono miejsce również tylko w serii przejściowej i w łupkach menilitowych. W związku z tym łupki menilitowe są na ogół stromiej ustawione, bo od 45 do 90°, gdy tymczasem w eocenie łupkowym nie obserwowałem zapadów większych niż 75° ku S. Zresztą uchwycenie ścisłych pomiarów w obrębie tego ostatniego jest trudne, zwłaszcza w okolicy Hyżnego, gdzie obecność iłów i łupków spowodowała powstanie dużych złazisk.

Jądro kredowe rozpada się w okolicy Jawornika Polskiego na trzy fałdy. Pierwszy biegnie na SW od Jawornika, drugi przez to miasteczko, trzeci stanowi brzeżną część skiby. Istnienia dwóch pierwszych dowodzą ślady czerwonych łupków w drodze po lewej i prawej stronie doliny, jak przypuszczam, zachowanych w synklinie. Dwa następne fałdy oddziela wyraźna już synklina, przechylona ku N, przebiegająca na prawym stoku potoka z Pasternik, a następnie na N od Jawornika. W dnie tej niecki na E od Pasternik zachowała się smuga eocenu, którego ślady spotykamy również w dopływie potoka Łęgi do koty 272 i u źródeł potoka, płynącego do Hadel Szklarskich. Wszystkie trzy fałdy obalone są ku NE i tworzą jako całość wydatne nasunięcie. Przy wschodniej granicy mapy kreda nasuwa się wprost na warstwy krośnieńskie synkliny. Ku NW zacho-

wały się resztki odwróconego skrzydła skiby, złożonego najpierw z łupków menilitowych, następnie w Zapadach z tychże oraz łupkowego eocenu, a wreszcie na zachód od Zapadów tylko w pstrych iłów. Maksymalna szerokość tego skrzydła wynosi około 170 *m*.

Od doliny potoka Łęgi linia nasunięcia biegnie ku zachodowi, co powoduje zwężenie skiby, po czym na południe od Hadel Szklarskich wygina się wyraźnie ku północy. Jednocześnie prosta dotychczas budowa skiby ulega poważnym komplikacjom. Na północny zachód od Jawornika intensywność wtórnych pofałdowań wzrasta: fałd środkowy przechodzi w łuskę (Wólki), na której czole w potoku, płynącym z tej miejscowości, pojawiają się spągowe margle, nasunięte na wyższy poziom kredy. Jednocześnie tuż na zachód od Hadel Szklarskich wyłania się niespodziewanie nowy wysad kredowy, którego stosunek do skiby Jawornika nie jest dostatecznie jasny. Kreda ta wynurza się spod eocenu i nadległej serii warstw, zapadając na skrzydle północno-wschodnim pod kątem 70° NE; w przekroju potoka Rogóźne jest obalona ku N i nasunięta na warstwy krośnieńskie. Od dotychczas śledzonej skiby Jawornika, kreda ta oddzielona jest pasem pstrego eocenu, który zwęża się ku północnemu zachodowi, zanikając ostatecznie na linii dużego prawego dopływu potoka Rogóźne. Przedłużenie tego eocenu stanowią dwa wąskie pasy margli bakulitowych wraz z górną serią kredową, odsłonięte w potoku Rogóźne.

Linia kontaktu nowego wysadu z warstwami krośnieńskimi przebiega na przestrzeni około 2 *km*, prawdopodobnie prawie równolegle do doliny Mleczki. Tworzy ona łuk, wygięty ku północy, przy czym na kontakcie występują resztki odwróconego skrzydła w postaci łupków menilitowych i eocenu pstrego. Przypuszczalne przedłużenie odwróconego skrzydła stanowią odsłonięcia łuków menilitowych i eocenu w pobliżu ujścia potoka z Wólki do Mleczki. Być może, że warstwy te odsłaniają się spod płasko leżącej kredy, w oknie czy też półoknie tektonicznym. Dalszy ich ciąg zaobserwowałem wyżej w dnie Mleczki (pstry eocen) i na jej lewym stoku (łupki menilitowe). Mimo skrzętnych poszukiwań, nie znalazłem ich więcej w lewych dopływach Mleczki, natomiast stwierdziłem, że na przedłużeniu zaznacza się wyraźna antyklina, stwierdzona hieroglifami, skręcająca ku N. Dalej ku północnemu zachodowi, między ujściem potoka z Wólki, a potokiem Tanecznym w Zabratówce, stosunki są do tego stopnia skomplikowane, że nie tylko nie da się oddzielić dokładnie nowego wysadu kredowego od skiby Jawornika, ale nawet zaciera się granica między tą jednostką, a leżącym przed

nią elementem Hadel Kańczuckich-Chmielnika. Na tej przestrzeni znalazłem tylko kilka punktów z eocenem i kredą, których nie można jednak powiązać w zwartą całość.

Na W od Grzegorzówki stosunki tektoniczne przedstawiają się następująco. Łuska Wólki powiększa się nieco, zajmując szerokość około 1,5 *km* i jest nasunięta na wąską smugę eocenu. W obrębie jej dało się tu wyróżnić trzy wtórne wysady, przedzielone synklinami. I tak, Nową Wieś i dział zajmuje fałd, którego skrzydło południowe, zbudowane ze skał poziomu najgórniejszego i warstw bakulitowych, zapada przeciętnie pod kątem 60° SW. Jądro stanowią warstwy inoceramowe. Górny odcinek potoka ze Skalnicy zajmuje pierwsza synklina, wypełniona piaskowcami gruboławicowymi, a następnie siodło warstw inoceramowych, którego skrzydła zapadają początkowo 65° ku SW i 50° ku NE. Ku NW ulega ono postępowemu przechyleniu, a następnie złuskowaniu. Trzeci fałd jest łuską z gruboławicowymi piaskowcami na skrzydle i warstwami inoceramowymi w jądrze, nasuniętą pod kątem od 35 do 50° na wyżej wspomniany eocen. Czoło skiby Jawornika stanowi wąska smuga kredy, która równie dobrze może być przedłużeniem czołowego fałdu skiby z okolic Jawornika, jak i nowego wysadu z Hadlami Szklarskimi.

Między potokiem Tanecznym, a okolicami Błędowej Tyczyńskiej czoło skiby wylewa się ku północnemu wschodowi. Ścina ono południowe skrzydło synkliny Hadel Szklarskich-Błędowej Tyczyńskiej tak, że w tej ostatniej miejscowości przykrywa nawet warstwy krośnieńskie. Amplituda nasunięcia w tym miejscu nie przekracza jednak 1 *km*. Ze względu na brak odsłonięć nie da się dokładnie ustalić przebiegu granicy nasunięcia. Na zachód od Błędowej Tyczyńskiej czoło skiby znowu się zwolna cofa i odsłania południowe skrzydło synkliny. Jednocześnie pomiary wykonane na czole skiby, w nielicznych odkrywkach, wskazują na zmianę kierunków upadów, co również znalazło potwierdzenie i w mapie T. Chlebowskiego (2). Być może, że zjawisko to pozostaje w związku z obniżeniem się osi całej jednostki Jawornika. Wskazywałoby na to co raz to większe rozprzestrzenienie w tym odcinku gruboławicowych piaskowców (środkowego poziomu kredy).

Synklina Hadel Szklarskich – Błędowej Tyczyńskiej

Jest ona elementem, który w badaniach nastręczył najwięcej trudności, nie tylko ze względu na zaburzenia, jakim ulega, ale również ze względu na ubóstwo odsłonięć, które nie pozwoliły mi rozwiązać najbardziej interesujących zmian, jakie zachodzą między

Hadlami a Zabratówką. We wschodniej części arkusza budowa tej synkliny dała się prześledzić dokładnie na długości 4,5 *km*. Od granicy mapy po potok Łęgi, tak kierunki jak i upady wykazują niezwykłą regularność, wahając się około N 60° W upad 50° ku SW. Oś synkliny biegnie lewą stroną potoka z Zapadów, niedaleko dna doliny, na co wskazuje obecność gruboławicowych piaskowców mikowych, które jak już wiemy, występują w wyższej części warstw krośnieńskich. Skrzydła zbudowane są z niższej serii z przewagą łupków, przy czym na północnym występuje seria przejściowa. Zmiany obserwujemy dopiero na południe od Hadel Szklarskich, gdzie przeważa kierunek N 20° E, a więc prostopadły do poprzednich, z zapadami od 25 do 50° ku E. Tuż za potokiem, który uchodzi naprzeciw dworu w Hadlach, pojawiają się warstwy dolno-krośnieńskie, a następnie łupki menilitowe ze spągowymi rogowcami, stale zapadające ku E. Pas ich ulega przesunięciu ku NE o około 250 *m*. Ku Hadlom warstwy górno-krośnieńskie wybiegają w powietrze tak, że koło dworu na osi synkliny są już tylko warstwy poziomu dolnego. To podnoszenie się osi, stwierdzone upadami i zanikaniem warstw krośnieńskich, pozostaje w związku z nagłym wynurzaniem się kredy na zachód od Hadel Szklarskich. Cała synklina ulega w tej wsi poważnemu zwężeniu i wyniesieniu do góry tak, że na NW od dworu wychodzą również w powietrze warstwy dolno-krośnieńskie; w dnie synkliny zostają tylko łupki menilitowe, widoczne w kilku małych odsłonięciach na lewym stoku Mleczki. Stąd obraz staje się coraz mniej jasny. Po lewej stronie Mleczki stwierdziłem warstwy krośnieńskie, zapewnie dolne, gdyż w kilku odsłonięciach w potoczkach z lasu Ostrowiec obserwowałem łupki szare z domieszką czarnych. Fakt ten świadczy o ponownym pogłębieniu synkliny, o budowie jej jednak, z braku pomiarów, nic pewnego powiedzieć nie można. Jak już nadmieniłem przy opisie stratygraficznym, na warstwach krośnieńskich tej synkliny naprzeciw ujścia potoka Rogóźne znajdujemy resztkę transgredującego miocenu. Południową granicę synkliny stanowi linia nasunięcia kredy, natomiast północna jest niemożliwa do uchwycenia. W ostatnim ku Grzegorzówce większym potoczku z Ostrowca (źle zresztą narysowanym na mapie) nie ma już ani śladu warstw krośnieńskich, natomiast u jego ujścia, a następnie i wyżej, znajdywałem w zwietrzelinie łupki eoceńskie. Z tego wynika, że synklina musi tu ulegać zdyslokowaniu, które powoduje tak duże podniesienie osi, iż w dnie pozostają już tylko pstre łupki eocenu.

Niewątpliwe przedłużenie opisywanej synkliny stanowią odsłonięcia warstw krośnieńskich na szerokości 250 *m*, w potoku Tanecz-

nym. Zapadają one pod kątem 45° ku SW, a obecność ich świadczy o ponownym pogłębieniu tej synkliny. W tym też potoku odsłania się wąsko południowe skrzydło synkliny z łupków menilitowych i pstrego eocenu. Dalszy ciąg warstw krośnieńskich znajdujemy dopiero w dolinie Strugu. Między potokiem Tanecznym a Strugiem w kilku punktach znalazłem łupki menilitowe i warstwy dolno-krośnieńskie. Przypuszczam więc, że synklina ulega tu znacznemu rozszerzeniu, przez zanurzenie dwóch przyległych od północy fałdów kredowych, przy czym bardziej południowy zaznacza się jeszcze w synklinie smugą łupków menilitowych. Od południa nasuwa się kreda skiby Jawornika, schodząca prawdopodobnie aż do Strugu, gdy synklina zajmuje jego prawy stok, gdzie też w kilku odsłonięciach widoczne są warstwy krośnieńskie, zapadające pod kątem 50° ku SW, a na skrzydle północnym wstecznie obalone (70° ku NE). Obalenie to wiąże się ściśle z dużą dyslokacją, która powoduje nagłe przerzucenie osi synkliny na lewy stok doliny Strugu. Dowodem tego jest obecność kredy w małym parowie tuż za linią dyslokacyjną. Na prawym stoku spoczywa niezgodnie na warstwach krośnieńskich miocen, zachowany na niewielkiej przestrzeni.

Najbliższe odsłonięcie warstw krośnieńskich znajdujemy dopiero na zachód od drogi z Borówki do Błędowej, a więc po przeszło kilometrowej przerwie. Wspomniałem już o wychodni wapieni mioceńskich na lewym zboczu doliny Strugu. Wprawdzie w ich sąsiedztwie brak jest odsłonięć warstw krośnieńskich, niemniej jednak, opierając się na tym, że w dwóch znanych mi punktach miocen wyraźne spoczywa na warstwach krośnieńskich, przypuszczam, że i tu są one pod wapieniami zachowane. Aż po ujście potoka Wylewna oś synkliny biegnie lewym brzegiem Strugu, dokładnie wzdłuż rzeczki, przy czym zwolna się podnosi. Między drogą z Borówki a potokiem od koty 377 zachowane są jeszcze warstwy górnokrośnieńskie, zapadające pod kątem 40 i 70° ku SW, natomiast w następnym ku Chmielnikowi potoku dno synkliny wypełniają już tylko warstwy poziomu dolnego. To spłycenie rozwija się równolegle do ponownego pojawienia się południowego skrzydła synkliny. Ostatnie wychodnie warstw dolno-kreśnieńskich spotykamy nad dopływem Strugu, stanowiącym granicę mapy. Opierając się na tym, że koło Chmielnika oba skrzydła synkliny są bez mała równomiernie zachowane, mimo braku pomiarów, wnioskuję, że stanowi ona regularną niecką. Na linii Strugu warstwy dolno-krośnieńskie i łupki menilitowe wybiegają w powietrze, synklinę zaś znaczą pstre iły i warstwy hieroglifowe, widoczne na W od kościoła w Chmielniku.

Skiba Hadel Kańczuckich — Chmielnika

Prześledzenie budowy tej jednostki, podobnie jak i przyległej od S synkliny, dało się uskutecznić tylko w części wschodniej i zachodniej, natomiast stosunki w obszarze środkowym, między Tarnawką i Zabratówką, pozostały nadal niejasne. W związku z tym można było tylko częściowo odcyfrować przebieg południowego skrzydła. Między wschodnią granicą mapy a rzeczką Mleczką składają się na nie regularnie łupki menilitowe z wkładkami rogowców w spągu, warstwy hieroglifowe i łupki pstre, zapadające pod kątem 50° do 65° ku SW. Ten spokojny przebieg zostaje zaburzony w dolinie Mleczki dyslokacją, która powoduje przesunięcie skrzydła ku zachodowi o 0.5 *km*. Dowód tego znajdziemy śledząc pstre iłołupki. Na prawym stoku Mleczki widać je w roli niżej kościoła, naprzeciw ujścia potoka Łęgi do Mleczki. Na lewym stoku obserwujemy je dopiero koło ujścia potoka z Tarnawki do Mleczki. Dyslokacja ta może posiadać charakter fleksurowy, o czym świadczy skręcenie ku W kredy w Hadlach Kańczuckich. Następne odsłonięcie pstrych iłów znajdujemy dopiero 1,5 *km* dalej ku NW w małym potoczku, uchodzącym do potoka z Tarnawki. Niestety, mimo kilkakrotnych poszukiwań, nie znalazłem w ich sąsiedztwie ani śladu łupków menilitowych tak, że trudno jest stwierdzić, czy stanowią one przedłużenie skrzydła, czy też są może wtórną synkliną w kredzie.

Dalszy wyraźny ciąg tego skrzydła obserwujemy dopiero w Zabratówce, gdzie na długości 1 *km*, na prawym stoku doliny Strugu, zachowane są warstwy o najniższych krośnieńskich po pstre iłołupki, częściowo wstecznie obalone. Opisana już dyslokacja na zachód od Zabratówki przesuwa skrzydło ku południowemu zachodowi, redukując przypuszczalnie nieco jego miąższość. Jest ono zresztą częściowo przykryte przez aluwia tak, że na lewym stoku Mleczki widoczne są jedynie łupki menilitowe i częściowo wąska smuga rogowców. Eocen pstry odsłonięty jest tylko raz, już na terenie Chmielnika tuż przy Strugu.

Kreda jednostki Hadel Kańczuckich-Chmielnika nie stanowi bynajmniej jednolitego elementu, lecz rozpada się na kilka mniejszych fałdów, stwierdzonych bądź to upadami, bądź to obecnością młodszych ogniw w synklinach. I tak, przy wschodniej granicy mapy, w dolnym odcinku potoka z Poremb i górnym potoka od koty 380,7, występują margle bakulitowe, będące najprawdopodobniej jednym pasem, przerywanym dyslokacją lub fleksurą, zaznaczoną zmianą kierunków w potoku z Poremb. Rozbijają one tę jednostkę na dwa fałdy: południowy — dość płaską antyklinę i północny będący łuską

o nachyleniu 45° ku S. Na NW od Mleczki, na skutek dyslokacji w Hadlach Szklarskich, cała jednostka ulega rozszerzeniu, a jednocześnie fałd południowy rozpada się na dwa, oddzielone stromą synkliną. Obecność jej stwierdziłem w ostatnim lewym dopływie potoka z Tarnawki. Jej przedłużenie stanowią zapewne margle bakulitowe, tuż pod Tarnawką. Zewnętrzna łuska opisywanej jednostki zachowuje w dalszym ciągu aż po Tarnawkę charakter nasunięcia, raz tylko ulegając dyslokacji w partii czołowej.

Przedłużenie jednostki Hadel Kańczuckich-Chmielnika można dopiero śledzić w okolicy Zabratówki. Na terenie lasu Zawoda dały się wyznaczyć dwa pasy pstrych łupków eoceńskich, oddzielających od siebie przypuszczalnie trzy niewielkie fałdy kredowe, z których najbardziej północny ulega prawie zupełnemu wyciśnięciu na linii potoka, płynącego od koty 352, na skutek gwałtownego cofnięcia się skiby Hussowa. Na mapie wspomniane iłołupki zostały tylko tam zaznaczone, gdzie pozwoliły na to odsłonięcia. Odnośnie do tektoniki tych fałdów trudno coś szczegółowego powiedzieć; jedynie co do fałdu południowego mogłem stwierdzić, że jest on antyklina, obaloną częściowo ku N. Duża dyslokacja na W od koty 351 powoduje wydatne rozszerzenie fałdu środkowego, kosztem południowego. Na linii potoka Tanecznego następuje przypuszczalnie gwałtowne nurzanie się nie tylko jąder kredowych tych fałdów, ale i pstrych łupków pod łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie nowo powstałej synkliny. Cała jednostka redukuje się do jednego fałdu, którego szerokość w Zabratówce nie przekracza 750 *m*. Obecność odwróconego skrzydła w postaci margli bakulitowych w potoku, płynącym z Bukówki do Zabratówki, wskazuje, że jest to antyklina, obalona postępowo pod kątem około 45° i nasunięta na niewielkiej zapewne przestrzeni na warstwy krośnieńskie skrzydła skiby Hussowa.

Dyslokacja w Błędowej Tyczyńskiej zwiększa prawie dwukrotnie szerokość kredy, która rozpada się na dwie jednostki niższego rzędu, oddzielone łukiem. W jego dnie koło koty 237 zachowały się pstre iłołupki i ciemne iły piaszczyste paleocenu ze śladami fauny. Jednocześnie w kierunku północno-zachodnim dźwiga się skrzydło odwrócone, zbudowane z pstrych iłołupków, których szerokość przekracza nawet 150 *m*.

Nowa dyslokacja wzdłuż potoka od Woli Rafałowskiej znowu zmienia budowę jednostki Chmielnika powodując dalsze jej rozszerzenie kosztem skrzydła skiby Hussowa. Stąd ku zachodowi stwierdzamy istnienie aż czterech fałdów wtórnych: południowy jest łuską o zmiennym nachyleniu płaszczyzny nasunięcia, oddzieloną od

następnego fałdu na niewielkiej przestrzeni smugą eocenu o maksymalnej szerokości 20 *m*. Przechodzi ona następnie w dość płaski fałd, raz wtórnie przefałdowany. Dwa fałdy środkowe oddzielone są od siebie szeroką smugą ciemno-szarych łupków, charakterystycznych w tych okolicach dla najgórniejszej kredy; zewnętrzny wreszcie, bardzo wąski, obalony jest ku N i oddzielony od poprzednich synkliną nieco głębszą, na co wskazuje obecność na terenie Woli Rafałowskiej (na NW od kościoła) pstrego eocenu a nawet śladów rogowców. Między Wolą Rafałowską a dopływem Wylewnej zaznacza się pewne cofnięcie czoła jednostki, podobnie jak to zaznaczyłem przy opisie skiby Jawornika.

W przekroju potoka Wylewna, w Chmielniku stwierdzamy obecność wszystkich czterech wtórnych fałdów. Południowy, zbudowany z warstw bakulitowych, oddzielony jest od następnego synkliną, wypełnioną ciemno-szarymi łupkami, w których znalazłem ślady łupków czerwonych. Zanika on zaraz na zachód od Wylewnej, powodując palcowate rozdwojenie eocenu. Fałd środkowy jest głębszy od poprzedniego, gdyż pod warstwami bakulitowymi odsłania poziom łupkowo-piaskowcowy. Jest on asymetryczny: skrzydło południowe zapada od 14 do 36° ku SW, więc stosunkowo płasko, północne natomiast stromo ku SW (70 do 80°). Przegub tego siodła jest bardzo ładnie odsłonięty w Wylewnej, około 1,5 *km* na północ od drogi przez Chmielnik. Obecność tego przegubu zadecydowała o wyborze tego właśnie siodła pod wiercenie odkrywcze, założone na skrzydle południowym, około 45 *m* od szczytu siodła. Na skrzydle północnym na podkreślenie zasługuje obecność ciemnych piaszczystych iłów ze śladami fauny.

Przyległa od N synklina, wypełniona jest iłołupkami ciemno-szarymi, w których na jednym zboczu doliny zachował się zupełnie płytko wąski pas eocenu pstrego. Mniej pięknie niż poprzedni odsłonięty jest przegub następnego ku N wyraźnego siodła. Widać go w dnie potoka, nieco wyżej ujścia dużego lewego dopływu (przy granicy arkuszy). Siodełko to jest początkowo bardzo płaskie, po czym przechyla się ku N. Na lewym zboczu wspomnianego dużego dopływu Wylewny w kilku punktach stwierdziłem wśród ciemno-szarych łupków ślady iłołupków czerwonych, które najprawdopodobniej stanowią przedłużenie synkliny na NW od kościoła w Woli Rafałowskiej. Ich obecność tutaj wskazuje, że między siodłem kopalni a omawianym jest jeszcze jeden płytki fałd.

Północne skrzydło jednostki Chmielnika zbudowane jest z serii górnokredowej, dobrze zwłaszcza odsłoniętej w potoku Lisowskim,

na zachodniej granicy mego zdjęcia. Niestety miałem sposobność prześledzić część jądrową jednostki tylko w górnym odcinku tego potoka. Widać w nim w dobrych odsłonięciach kredę, wielokrotnie drobno sfałdowaną, przy czym sfałdowania te odznaczają się małą amplitudą pionową i nie obejmują niższych poziomów kredy. Znaczniejsze rozprzestrzenienie najgórniejszej kredy w części zachodniej fałdu zdaje się wskazywać na obniżenie osi całej jednostki.

Skiba Hussowa

Jest to największa z wydzielonych na badanym obszarze jednostek. Podobnie jak i opisane poprzednio dwie jednostki, wykazuje ona dość liczne wtórne sfałdowania, w całości jednak, w odróżnieniu od nich, wykazuje niezmiennie charakter skiby bez śladu skrzydła odwróconego. Skrzydło południowo-zachodnie charakteryzuje budowa bardzo urozmaicona. Przy wschodniej granicy mapy, w przekroju Mleczki stanowią je: pas eocenu szerokości około 70 *m*, z wąską smugą rogowców. Zachowały się one na niewielkiej przestrzeni, gdyż w kierunku północno-zachodnim kreda jednostki Hadel Kańczuckich przykrywa tak rogowce jak i eocen, nasuwając się bezpośrednio na kredę skiby Hussowa. Dyslokacja wzdłuż potoka do Rzek powoduje nagłe pojawienie się szerokości 300 *m* eocenu i łupków menilitowych skrzydła, które niedaleko ku NW ulegają nie tylko przesunięciu ku N, ale i gwałtownej redukcji. Stąd ku Tarnawce poszczególne ogniwa skrzydła zyskują zwolna na miąższości; jednocześnie spod kredy jednostki Hadel wysuwają się warstwy krośnieńskie, co zdaje się dość wyraźnie wskazywać na obniżenie się skiby Hussowa. Również w obrębie eocenu pojawia się nowe ogniwo piaskowcowe, wykształcone jedynie tylko w obrębie wsi Tarnawki. Na linii potoka przez Tarnawkę jest ono przecięte niewielką dyslokacją, która nie odbija się zresztą ani w łupkach menilitowych, ani w kredzie. Na Tarnawkę przypada największe rozszerzenie skrzydła. Zapada ono na ogół spokojnie 40 do 50° ku SW. Zaraz na zachód od wsi, naskutek dyslokacji, następuje przesunięcie skrzydła ku S, bez zmiany miąższości warstw. Wyjątkiem są pstre iłołupki, które rozszerzają się prawie dwukrotnie. Jest to najprawdopodobniej wynikiem wtórnego sfałdowania, gdyż 700 *m* od dyslokacji ku zachodowi wyłania się spod pstrych iłołupków kreda, powodując ich rozdwojenie i powstanie nowej synkliny, która dość szybko wychodzi w powietrze. Dyslokacja powyższa powoduje również zmianę kierunku całego skrzydła z NW na WNW.

Niedaleko potoka od koty 408 ponowna dyslokacja cofa znowu całe skrzydło ku S, redukując jednocześnie znacznie jego miąższość. Po jego zachodniej stronie nie znalazłem już ogniwa piaskowcowego eocenu, które zdaje się dość gwałtownie zanikać na linii dyslokacji. W następnym ku zachodowi potoku o kierunku prawie N — S, znalazłem w dwóch odsłonięciach kredę z biegami E—W i N 12° E, poza tym w aluwiach ślady rogowców. Na północ stąd, w małym parowie uchodzącym do potoka od koty 408, znajduje się również kreda o kierunkach N 60° E i N 45° E. Fakty te wskazują, że tak w obrębie jednostki Hadel, jak i Hussowa, zaznacza się wyraźny skręt ku SW. W przekroju potoka przez kotę 352 znalazłem jedynie kredę, dopiero u jego ujścia ślady eocenu i łupków menilitowych. Od wylotu tego potoka biegnie ku wschodowi wyraźny grzbiet, zbudowany przypuszczalnie z piaskowcowego kompleksu menilitowego, zanikający u źródeł małego lewego parowu, gdzie znalazłem ślady zielonawych kwarcytowych piaskowców. Przypuszczam, że punkty te stanowią dalszy ciąg skrzydła jednostki Hussowa, które uległo cofnięciu conajmniej o 0,5 *km*, na skutek skręcenia, czy też dyslokacji, zaznaczonej zmianą kierunków w kredzie tak jednostki Hadel Kańczuckich, jak i Hussowa.

Dalszy ciąg skrzydła można obserwować na niewielkiej przestrzeni wzdłuż potoka Zabratówki (Strugu), gdzie w stromym prawym stoku sypią się szare kwarcytowe piaskowce z łupków menilitowych i nieco warstw dolno-krośnieńskich, a następnie w dużym prawym dopływie potoka Zabratówki, uchodzącym tuż przed wsią tej samej nazwy. Wzdłuż tego potoka biegnie niewielka dyslokacja, przesuwająca ku S całe skrzydło. Między Zabratówką a Wolą Rafałowską budowa jego jest bardzo regularna. Niewielkie cofnięcie czoła jednostki Hadel Kańczuckich-Chmielnika powoduje rozszerzenie się smugi warstw krośnieńskich, przypuszczalnie wtórnie sfałdowanych. Na podkreślenie zasługuje zanik warstw hieroglifowych, które tu stwierdziłem zaledwie w śladach pod łupkami menilitowymi. Zjawisko to jest raczej natury stratygraficznej. Znikoma ilość pomiarów nie pozwala zdać sobie dokładnie sprawy z ułożenia tego skrzydła.

Budowa jego ulega radykalnej zmianie na skutek uskoku wzdłuż potoka z Woli Rafałowskiej, którego wynikiem jest gwałtowne wyniesienie kredy w miejsce warstw krośnieńskich i łupków menilitowych. Na zachód od Woli Rafałowskiej skrzydło zdaje się przybierać charakter synkliny; wskazuje na to obecność łupków menilitowych niedaleko wsi w pośrodku eoceńskiej synkliny. Jedyny pomiar

w tej części wykazuje zapad 67° ku SW. Pstre łupki biegną wąskim pasem aż do granicy arkusza, gdzie skręcają nieco ku północy, po czym znowu wracają do pierwotnego kierunku. Tuż przed potokiem Wylewna oddziela się od nich mała synklina, która zaraz wybiega w powietrze. Ważniejsze zmiany następują dopiero za potokiem Wylewna. Powolne zapadanie osi fałdu powoduje nie tylko rozszerzenie się pstrego eocenu i jego lokalne przefałdowanie, ale również pojawienie się wąskim pasem łupków menilitowych i warstw krośnieńskich. Na zachód od potoka Lisowskiego eocen zwęża się, rozszerzają się natomiast wydatnie bardzo płasko (ok. 20° ku SW) lejące warstwy krośnieńskie, na które od południa nasunięta jest malutka łuska z pstrym eocenem w jądrze, należąca raczej do jednostki Chmielnika niż Hussowa.

Między Rzekami a Hussowem kreda opisywanej jednostki wykazuje jedno duże przefałdowanie, w postaci regularnej antykliny Rzek, której skrzydła zapadają pod kątem około 50° ku SW i NE. Jądro jej jest wyraźnie wyznaczone przez pojawienie się w warstwach inoceramowych wkładek twardych płyciastych margli, charakterystycznych dla ich najdolniejszej części. Ich zanikanie ku NW wskazuje, że oś owej antykliny zapada w tym kierunku. Od złuskowanego czoła oddziela ją duża, przechylona nieco ku N synklina, której środek zbudowany jest z górno-kredowej serii o dużej przewadze łupków, ze sporadycznymi wtrąceniami warstw bakulitowych. Płaszczyzna nasunięcia skiby Hussowa na jednostkę brzeżną zapada pod kątem około 30° ku SW. U czoła skiby odsłania się niższa partia warstw inoceramowych, widoczna dość dobrze w potoku na SE od koty 391.

Obraz ten jest zaburzony przez dyslokację, która dała się prześledzić na czole fałdu i w obrębie środkowej synkliny. Dość gwałtowna zmiana kierunków na linii tych dyslokacyj wskazuje, że przebiega ona prawdopodobnie przez całą kredę łuski brzeżnej. Wynikiem jej jest niewielkie obniżenie całej jednostki i pchnięcie ku północnemu-wschodowi. Potwierdzenie tego znajdujemy, śledząc wewnętrzną synklinę, która biegnie bardzo regularnie aż do dyslokacji. Tu oś jej jest przesunięta o 250 *m* ku NE i jednocześnie obniżona, tak, że w dnie zachował się niewielki pas eocenu. W partii czołowej przesunięcie liczy również około 250 *m*. Wynikiem całej tej dyslokacji jest powstanie dwóch nowych synklin: pierwsza znajduje się niedaleko czoła, u źródeł potoka, płynącego do Lipnika, a obecność jej wskazuje na znaczniejsze obniżenie partii czołowej, druga pokrywa się na pewnej przestrzeni (koło kościoła) z biegiem potoka Hus-

sowskiego. Tak tu jak i tam zachowały się w dnie resztki eocenu. Zjawiska te zbiegają się z największym rozszerzeniem skrzydła i wskazują na poprzeczną depresję całej skiby na linii Tarnawka — Hussów. Na N od Tarnawki u źródeł małego dopływu potoka przez tę wieś, stwierdziłem istnienie pstrych iłołupków na szerokości kilkunastu metrów. Wyznaczają one czwartą synklinę. Tak więc w przekroju Hussowa — Tarnawki cała skiba rozpada się conajmniej na pięć wtórnych fałdów.

Ciekawie przedstawia się przebieg linii nasunięcia tej skiby na jednostkę brzeżną. Poza opisaną już dyslokacją biegnie ona całkiem regularnie na NE od koty 391,1, następnie przecina potok do Chodakówki, do Lipnika, potok Glinik przy czym płaszczyzna nasunięcia płaska w części SE staje się dość stroma w przekroju potoka Glinik. Na NW od tego potoka linia nasunięcia skręca ku W, skąd w odl. 0,5 *km* ku SW. Ten ostatni skręt zaznaczony zresztą wyraźną zmianą kierunków w czołowej partii kredy (N 15° E, N 34° E, N 57° E) powoduje cofnięcie czoła skiby o ok. 1 *km*. Niezależność kierunku w jednostce brzeżnej i Hussowa wskazuje, że ta ostatnia jest nasunięta przynajmniej na przestrzeni 1 *km* na pierwszą. To zjawisko cofnięcia nie jest jednak ograniczone tylko do czołowej partii skiby, w postaci zaburzeń kierunków warstw. I tak wzdłuż górnego odcinka potoka do Hanzlówki biegnie wąska smuga eocenu, stanowiąca najprawdopodobniej przedłużenie synkliny, zaobserwowanej koło kościoła w Hussowie. O 1,2 *km* od źródeł, niewielka dyslokacja przesuwa te pstre łupki około 200 *m* ku *S*, w samej zaś kredzie zaznacza się wybitna zmiana kierunków; drugim wreszcie odbiciem są zaburzenia w przebiegu południowego skrzydła skiby. Wszystko to wskazuje, że mamy tu do czynienia z większą strefą dyslokacyjną, a cofnięcie całej skiby musi być spowodowane przez istnienie w podłożu jakiegoś oporu, w postaci poprzecznego wału lub tp.

Wróćmy do czoła skiby. Strefa maksymalnego cofnięcia ma około 750 *m* długości. Od tego miejsca stosunki stają się niestety coraz mniej jasne, gdyż brak tu w najbliższym sąsiedztwie zupełnie odsłonięć kredy; można tylko śledzić pstre iłołupki przylegające do czoła skiby. Istnienie ich stwierdziłem nie na bezpośrednim przedłużeniu strefy cofnięcia, ale około 350 *m* ku *N*. Stąd dają się one śledzić jako coraz szerszy pas, prawie aż po wieś Albigową, gdzie prawdopodobnie dyslokacyjnie urywają się. Następne najbliższe odsłonięcie znajduje się dopiero w Albigowej, na czole niewielkiego osuwiska, po prawej stronie doliny. Można dwojako wiązać te obserwacje: albo eocen u czoła osuwiska jest dalszym ciągiem eocenu ze

strefy maksymalnego cofnięcia, a ciągła smuga eocenu na N znajduje się już w obrębie jednostki brzeżnej, albo stanowią one jedną całość, przerwaną dyslokacjami: pierwszą na N od koty 426,5, drugą niedaleko Albigowej. W tym przypadku mielibyśmy do czynienia z miejscowym wylaniem kredy na jednostkę brzeżną. Za drugim ujęciem przemawia morfologia, mianowicie grzbiet na NW od koty 426,5 naśladuje wygięciem ku północy pierwszą dyslokację.

W obrębie Hanzlówki i Zabratówki ilość wtórnych fałdów redukuje się do trzech, jednocześnie zmienia się i ich charakter. W części wschodniej mieliśmy do czynienia z fałdami, obalonymi zazwyczaj ku NE; tu są to już wyraźne łuski. Linia nasunięcia drugiej łuski, nieco mniejszej i płytszej, biegnie prawdopodobnie wzdłuż granicy gruboławicowych piaskowców, występujących na skrzydle trzeciej łuski. Ta ostatnia, poza wspomnianymi piaskowcami, zbudowana jest w całości z warstw inoceramowych.

Przebieg czoła skiby Hussowa między Albigową a Cierpiszem Górnym da się tylko w przybliżeniu odcyfrować. Linia nasunięcia biegnie prawdopodobnie przez przysiółek Honie, następnie północnym stokiem grzbietu Babia Góra (na N od Woli Rafałowskiej). Dopiero od Cierpisza Górnego dość duża ilość odsłonięć pozwala zupełnie dokładnie postawić granicę między omawianą jednostką i brzeżną. Na zachód od Hanzlówki następuje powolne zmniejszenie się szerokości skiby. W przekroju Hussowa i Tarnawki liczy ona 4,5 *km*, na linii Woli Rafałowskiej 2 *km*, a między Cierpiszem Górnym i Chmielnikiem niewiele ponad 1 *km*. W związku z tym pozostaje zjawisko redukcji wtórnych pofałdowań i zmian ich charakteru. W Woli Rafałowskiej łuska pierwsza, dość stromo zbudowana, zachowuje jeszcze indywidualność; zaciera się natomiast granica między łuską drugą i trzecią. Towarzyszy temu podniesienie osi podłużnej, na co wskazuje obecność w Cierpiszu Górnym najniższych warstw inoceramowych z wkładkami twardych margli.

Jednostka brzeżna

Jednostka ta zachowuje się nieco odmiennie od opisywanych dotychczas. W Chodakówce stanowi ona płaski fałd, którego oś biegnie skośnie w stosunku do czoła skiby Hussowa. Na skutek tego skrzydło południowo-zachodnie maleje, rozszerza się natomiast skrzydło północno-wschodnie. Co do eocenu, występującego na czole skiby Hussowa, przypuszczam, że należy on do jednostki brzeżnej, został jednak odkłuty od kredy i rozmazany na kontakcie tych dwóch jednostek. Uskok na E od koty 400,3 powoduje wysu-

nięcie skiby Hussowa ku brzegowi i całkowite przykrycie południowego skrzydła jednostki brzeżnej. Stąd ku NW, na długości ponad 4 *km*, na powierzchni widoczne jest jedynie skrzydło północne, niezbyt stromo zapadające ku N, a na kontakcie ze skibą Hussowa postępowo przechylone. Wzdłuż brzegu towarzyszy kredzie smuga pstrych łupków, szerokości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Wyjątkowo w potoku płynącym do Lipnika, w pozycji pstrych łupków znalazłem kawałki rogowców i łupków menilitowych.

W miejscu, gdzie skiba Hussowa cofa się, wyłania się południowe skrzydło jednostki brzeżnej. Ciekawe jest, że zjawisko cofania się, tak silnie zaznaczone w skibie Hussowa, nie odbija się w przebiegu karpackiego, chociaż zachodzą tam zmiany kierunków. Jednolita dotychczas jednostka brzeżna rozpada się na dwa małe fałdy, przedzielone wąską smugą eocenu, który łączy się nad Albigową z eocenem, występującym na czole skiby Hussowa. Jednocześnie ta ostatnia wysuwa się ku brzegowi i przykrywa jednostkę brzeżną tak, że jej szerokość redukuje się do 300 *m*. Dyslokacja w Albigowej powoduje ponowne jej rozszerzenie. Między Albigową a Cierpiszem Górnym omawiana jednostka składa się z dwóch, a następnie z trzech pomniejszych fałdów, wcale płytkich, na co wskazuje obecność w jądrze jednego z nich tylko gruboławicowych piaskowców. Wzdłuż brzegu sporadycznie występuje eocen pstry. Na podkreślenie zasługuje zmiana nachylenia warstw w obrębie brzegu. Dotychczas brzeg zapadał stale pod miocen, na zachód zaś od Albigowej obserwujemy zjawisko odwrotne. Może być on wynikiem zmiany charakteru jednostki brzeżnej, ale może również wskazywać na zwiększenie się amplitudy nasunięcia fliszu na torton. Nie wykluczam również możliwości, że w tym odcinku skiba brzeżna ulega wytarciu, a do brzegu dochodzą fałdy skiby Hussowa. Przeciwko temu przemawia jednak ogólny styl budowy tej jednostki.

Od Cierpisza Górnego ku potokowi płynącemu do Bud Kraczkowskich, który stanowi granicę zdjęcia, obserwujemy dalszy wzrost wtórnych pofałdowań. Gdy w potoku na E od koty 398,9 eocen występuje czterokrotnie w smugach na kilka lub kilkanaście metrów, to w potoku do Bud Kraczkowskich obserwowałem eocen sześciokrotnie. Jednocześnie następuje zmniejszenie amplitudy fałdowania i zanurzenie całej jednostki, na co wskazuje obecność tylko najgórniejszej kredy w ostatnim profilu. Zjawisko to, podobnie zresztą jak i w jednostkach dalej leżących od brzegu, należy przypuszczalnie wiązać ze zbliżeniem się do poprzecznej depresji Rzeszowa. Jeśli chodzi o przebieg samego brzegu Karpat, to zupełnie ścisłe

jego wyznaczenie jest niemożliwe, ze względu na ubóstwo odsłonięć na kontakcie z tortonem. Również i morfologia daje tylko słabe co do tego wskazówki.

Ogólny obraz budowy tektonicznej

Wydzielone i poprzednio opisane jednostki tektoniczne posiadają pewien wspólny plan budowy. Posuwając się od SW ku NE, tj. od synkliny Hyżnego ku brzegowi, obserwujemy wyraźne zmniejszanie się obszarów łękowych, oddzielających poszczególne fałdy. I tak synklina Hyżnego rozwinięta jest zupełnie dobrze i stanowi partię korzeniową skiby Jawornika. Następna synklina zajmuje już mniejszą przestrzeń, a w odcinku od Zabratówki po Chmielnik można stwierdzić, że posiada ona charakter synkliny korzeniowej skiby Hadel Kańczuckich - Chmielnika. W trzeciej wreszcie smudze synklinalnej dno łęku nie odsłania się, gdyż na powierzchni znajdujemy tylko warstwy krośnieńskie, należące do skrzydła skiby Hussowa. Zjawiska prześledzone w tym kierunku w obrębie zbadanego obszaru, nie dają jeszcze definitywnej odpowiedzi, jak daleko zakorzenia się skiba Hussowa. Być może, że czapa łuków menilitowych, pływająca na eocenie, na NW od Woli Rafałowskiej, znajduje się w dnie synkliny. W tym przypadku skiba Hadel Kańczuckich-Chmielnika byłaby o wiele bardziej nasuniętą na leżącą przed nią synkliną przy wschodniej granicy zdjęcia, niż w okolicy Woli Rafałowskiej. Na kontakcie skiby Hussowa i jednostki brzeżnej przebiega już tylko wąska smuga eocenu tak, że nawet w przybliżeniu nie można określić położenia łęku korzeniowego tej ostatniej. Opisane zjawiska przemawiają za tym, że wszystkie wyróżnione jednostki tektoniczne, od synkliny Hyżnego począwszy, a być może nawet do synkliny Harty (*21*), łączą się w jedną jednostkę tektoniczną wyższego rzędu. Jakkolwiek brak jest bezpośrednich obserwacyj co do przebiegu powierzchni nasunięcia tej jednostki na utwory młodsze, to jednak możemy przypuszczać, że zapada ona ku wnętrzu Karpat. Amplituda poszczególnych nasunięć w obrębie tej jednostki rośnie ku brzegowi; skibę Hussowa i fałd brzeżny byłbym skłonny uważać za jej dygitacje czołowe. Rozumie się, że na podstawie stosunkowo niewielkiego obszaru nie można rozstrzygnąć pytania co do amplitudy nasunięcia tej jednostki wyższego rzędu. Musimy jednak przyjąć za K r o p a c z k i e m (*8*) „że cała połać Karpat Rzeszowskich wysunięta ku północy jest nasunięta, jeżeli się przyjęło nasunięcie w tyle pozostającego brzegu na wschodzie".

Przy szczegółowym opisie wyróżnionych skib i oddzielających je łęków, zwróciłem już uwagę na spłycenie ku NW poszczególnych skib. Wskazywałoby to na zmniejszenie się amplitudy fałdowania od SE ku NW. Nurzanie się osi poszczególnych fałdów nie odbywa się równocześnie, lecz wykazuje wyraźne oscylacje. Układają się one w pewne strefy, poprzeczne do biegu fałdów. I tak na linii koty 426,5 — Grzegorzówki zaznacza się wyraźnie cofnięcie brzegów nasunięć skiby Hussowa i Hadel Kańczuckich-Chmielnika, jak też mniej widoczne wygięcie ku wnętrzu synkliny warstw południowo-zachodniego skrzydła skiby Jawornika. Jak już wyżej nadmieniłem, przypuszczam, że zjawiska te wskazują na istnienie w podłożu jakiegoś poprzecznego wału o kierunku prawie N — S. Na wschód od tej strefy zdaje się przebiegać partia obniżona na linii Tarnawki — Lipnika, po czym w okolicy Hadel Szklarskich znowu występuje miejscowa elewacja. Na zachód od strefy kulminacyjnej koty 426,5 — Grzegorzówki brzegi poszczególnych skib cofają się nieco na linii Cierpisza — Borka Starego, co mogłoby również wskazywać na istnienie i tu małej elewacji poprzecznej. Na uwagę zasługuje jeszcze zbliżanie się wewnętrznych jednostek ku brzegowi, zjawisko na które w Karpatach zachodnich zwrócił uwagę prof. N o w a k *(12)*.

Obecną swą strukturę zawdzięczają Karpaty rzeszowskie conajmniej dwu orogenezom. Wynikiem pierwszej, przedtortońskiej, było sfałdowanie miocenu. Na wypiętrzonym obszarze zaczęła działać erozja i denudacja. W tortonie nastąpiło niewielkie zanurzenie, zgradowanego częściowo już obszaru, którego wynikiem było osadzenie się w płytkiej zatoce piaszczystych wapieni litotamniowych itp. Po tortonie miała miejsce nowa orogeneza, która spowodowała pchnięcie Karpat *en bloc* ku *N* i jednocześnie ich dofałdowanie.

Morfologia

Już pobieżny rzut oka na mapę topograficzną pouczy nas, że rzeźba tej części Karpat różni się trochę od innych obszarów karpackich i posiada pewne cechy indywidualne. Chodzi tu w pierwszym rzędzie o charakter ważniejszych działów wód, które nie stanowią ostrych grzbietów, lecz są wyraźnymi spłaszczeniami. Wysokość bezwzględna tych spłaszczeń waha się od 350 do 420 *m*, a ich rozmieszczenie tylko częściowo zależne jest od budowy geologicznej podłoża. Jako przykład można przytoczyć działy wód między Hussowem a Tarnawką i Hanzlówką, które przy bardzo słabym nachyleniu osiągają szerokość nawet 1 *km*. Taki charakter grzbietów na-

prowadza na myśl, że stanowią one resztki jakiejś wielkiej płaszczyzny zrównania, która uległa później wydźwignięciu i odmłodzeniu. Zachowanie się tej płaszczyzny w obrębie zbadanego obszaru jest dość ciekawe, a mianowicie tworzy ona płaską rynnę, której oś przypada na linię Chmielnik — Zabratówka — Hadle Szklarskie. Obniża się ona bardzo wolno od SE ku NW. Jej brzeg północny zaznaczony jest na północ od Hussowa wysokościami: 391,1 400,3, 426,5, następnie przebiega nad Wołą Rafałowską, Babią Górą i jej przedłużeniem ku kocie 398,9. Brzeg południowy tej niecki wypada na regularny płaski grzbiet, ciągnący się wzdłuż południowego skrzydła jednostki Jawornika od koty 411 przez koty 399, 384, 392 itd. Oś jej może odpowiadać istniejącej już zapewne w tortonie pradolinie, w którą wkroczyło morze w postaci wąskiej a długiej zatoki. Niecka ta mogła jednak powstać już po tortonie w czasie dźwigania się całej płaszczyzny. W tym przypadku mielibyśmy tu do czynienia z przypomnieniem, w ruchu *en bloc*, dawniejszych założeń fałdowych (oś niecki na linii synkliny). Amplituda tego ruchu w stosunku do przedgórza wynosi około 150 *m*.

Również i w kierunku poprzecznym uwidacznia się pewna zależność zachowania się tej płaszczyzny od tektoniki. Najwyższe punkty tego obszaru: kota 426,5 Hussów, następnie ku S koty 406, 408, 412 i 400, ułożone są przecież wzdłuż wąskiej strefy elewacyjnej, której istnienie podkreśliłem przy opisie tektonicznym. Fakt ten również może przemawiać za istnieniem pewnej zależności między ruchami *en bloc* a dawnymi założeniami fałdowymi. Rozumie się, że chodzi tu o zjawiska o amplitudzie niewielkiej.

Jeśli wglądniemy w przebieg tych płaskich działów wód, to okaże się, że jest on nieraz wyraźnie zależny od kierunku poszczególnych jednostek. Weźmy za przykład grzbiet na N od Hussowa. Od wschodniej granicy arkusza biegnie on prawie równolegle do czoła skiby. Na N od Hussowa, gdzie czoło gwałtownie cofa się, skręca również i cały grzbiet, naśladując wcale wyraźnie to cofnięcie, aby dalej poza strefą kulminacyjną znowu wygiąć się ku NW (str. 29). Podobnie zaznacza się to w górnym biegu potoków przez Hussów i Hanzlówkę. Drugim przykładem może być dolina Mleczki między Hadlami Szklarskimi a Grzegorzówką, odzwierciedlająca swym biegiem dość wyraźnie linię nasunięcia jednostki Jawornika. Przykładów takich możnaby przytoczyć jeszcze więcej. Ze względu na to, że mamy tu do czynienia z resztkami spłaszczenia, przebieg poszczególnych kompleksów odbija się w rzeźbie słabo, tak, że przy braku odsłonięć, posługiwanie się morfologią jest często niemożliwe.

Wśród kierunków potoków przeważa kierunek subsekwentny. Przykładem tego są: potoki Strug, Tatyna, odcinek Mleczki od źródeł do Hadel Kańczuckich, potok Hussowski itd. Kilka mniejszych ma kierunki obsekwentne. Drugim zjawiskiem, na które chciałbym zwrócić uwagę, to asymetria stoków. Występuje ona tylko w tych potokach, które zachowują kierunek mniej lub więcej N — S. Polega ona na tym, że stoki zachodnie są zawsze połogie i przykryte płaszczem glin, stoki zaś wschodnie są strome i często obfitują w odsłonięcia.

Powstanie i rozmieszczenie osuwisk zależne jest od dwóch głównych przyczyn: wykształcenia litologicznego warstw i nachylenia zboczy. W związku z tym osuwiskiem przede wszystkim na obszarze górnokredowej serii łupkowej, następnie — warstw inoceramowych. Na skutek tego ilość osuwisk jest większa w części zachodniej aniżeli wschodniej. Duża ilość ich przywiązana jest również do eocenu, a zupełnie rzadko pojawiają się one w ilastej serii warstw krośnieńskich, lub piaszczystej facji kredy. Zależność osuwisk od rzeźby terenu powoduje, że około 60% ich występuje na stromych stokach wschodnich. Pewna liczba osuwisk rozwinęła się na stokach północnych, przeważnie na kontakcie kredy z eocenem, a tylko pojedyncze — na stokach południowych. Poza Hyżnem, gdzie wzdłuż eoceńskiego skrzydła występują osuwiska, tak na wschodnim, jak i na zachodnim stoku, nie znam żadnego większego osuwiska na stoku zachodnim.

Rysem charakterystycznym rzeźby tych okolic jest prawie zupełny brak tarasów, z wyjątkiem aluwialnego. Jedyne wąskie listwy wyższych tarasów zaobserwowałem poza obrębem Karpat w potoku Glinik, na wysokości 6 do 7 *m*, następnie na niewielkiej przestrzeni między Albigową a Hanzlówką i w dwóch potokach na wschód od Cierpisza Górnego. Przypuszczam, że brak tarasów spowodowany jest daleko posuniętą gradacją, że tarasy istniały, jednak uległy zniszczeniu.

Zakład Geologiczny Uniwersytetu Jana Kazimierza
Lwów, styczeń 1938

LITERATURA — OUVRAGES CONSULTÉS

1. B u j a l s k i B., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1933 na ark. Dobromil (C.-R. des recherches géol. exécutées pour la feuille Dobromil en 1933). P. I. G. *Pos. Nauk. (Serv. Geol. Pol. C.-R. Séan.)* Nr 39, Warszawa, 1934.
2. C h l e b o w s k i T., O b t u ł o w i c z J., W d o w i a r z J., Badania geologiczne zachodnich Karpat brzeżnych w okolicy Rzeszowa, Tyczyna i Ropczyc (Carte géologique des Karpathes Occidentales dans les environs de Rzeszów, Tyczyn et Ropczyce). *Kosmos* T. LXII. Z. IV. Lwów, 1937.
3. F r i e d b e r g W., Atlas Geologiczny Galicji. Z. XV., Kraków, 1903.
4. F r i e d b e r g W., Zagłębie mioceńskie Rzeszowa. *Akad. Umiej.* w Krakowie, Kraków, 1903.
5. G r z y b o w s k i J., Atlas Geologiczny Galicji, Z. XIV. Kraków 1903
6. H o r w i t z L., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1935 na ark. Przemyśl, Dynów (Błażowa) i Rzeszów (C.-R. des recherches géol. effectuées en 1935 pour les feuilles Przemyśl, Dynów et Rzeszów). *P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.-R. Séan.)* Nr 45. Warszawa, 1936.
7. J a b ł o ń s k i E. i W e i g n e r S t., Brzeg Karpat fliszowych między Świcą i Łomnicą (Le bord des Carpathes entre Świca et Łomnica). *Stacja Geologiczna Borysław, Biul. (Serv Géol. — Station Géol. Bull.).* Nr 6, Warszawa — Borysław, 1925.
8. K r o p a c z e k B., Drobne przyczynki do geologii północnych Karpat środkowej Galicji (Kleine Beiträge zur Geologie der nördlichen Karpathen Mittelgaliziens) *Spraw. Kom. Fizjograf.* LI. Kraków, 1917.
9. K r o p a c z e k Sprawozdanie z wycieczek geologicznych w okolice Rzeszowa (Bericht über geologische Ausflüge in der Gegend von Rzeszów). *Spraw. Kom. Fizjograf.* LI Kraków, 1917.
10. K o n i o r K., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na ark. Przemyśl (C.-R. des recherches géol. exécutées en 1931 pour la feuille Przemyśl). *P. I. G. Posiedzenia Naukowe (Serv. Géol. Pol. C.-R. Séan.)* Nr 33, str. 14 — 18, Warszawa, 1932.
11. N o w a k J., O kilku głowonogach i o charakterystyce fauny z karpackiego kampanu (Ueber einige Cephalopoden und den Charakter der Fauna aus dem karpathischen Campanien). *Kosmos* XXXV. Lwów, 1909.
12. N o w a k J., Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne), Kraków, 1927.

13. Paul und Tietze, Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen, Bd. Bd. XXXII. 3 H. Wien, 1883.

14. Rogala W., Przyczynki do górno-senońskiej fauny Karpat (Beiträge zur Kenntnis der obersenonen Fauna der Karpathen). *Kosmos* XXXIV, Lwów, 1909.

15. Rogala W., Materiały do geologii Karpat (Matériaux pour la géologie des Karpathes) I. Fauna górnokredowa z Prałkowiec koło Przemyśla (Une nouvelle faune du Crétacée supérieur de Prałkowce près Przemyśl). *Kosmos* XLVI. Lwów, 1922.

16. Rogala W., Spostrzeżenia geologiczne z okolic Przemyśla (Observations géologiques dans la région de Przemyśl). *P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.-R. Séan).* Nr 48, Warszawa, 1937.

17. Sawicki Ludom., Z fizyografii Zachodnich Karpat. *Arch. Nauk. Tow. dla* Popierania Nauki Polskiej. Dział II. T. I. Z. 5. Lwów, 1909.

18. Szajnocha W., Warstwy z Węgierki pod Przemyślem. *Kosmos* XXIV. Lwów, 1899.

19. Szajnocha W., Atlas Geologiczny Galicji, Z. XIII. Kraków, 1901.

20. Uhlig V., Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* XXXII. B. III. H. Wien, 1833.

21. Wdowiarz J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1933 w okolicy Dynowa (C.-R. des recherches géol. exécutées en 1933 aux environs de Dynów). *P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.-R. Séan.)* Nr 39. Warszawa, 1934.

22. Wdowiarz St., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w Karpatach w roku 1936 na SE od Rzeszowa (C.-R. des recherches géol. exécutées en 1936 dans les Karpathes au SE de Rzeszów). *P.I.G. Pos. Nauk.* Nr 48. Warszawa, 1937.

23. Wiśniowski T., Fauna małżów górnej kredy karpackiej okolicy Przemyśla (Sur quelques Lamellibranches du Sénonien dans les couches carpathiques des environs de Przemyśl. *Kosmos* XLIII—XLIV, Lwów, 1919.

24. Wyszyński O., Próba geologicznej interpretacji anomalii grawimetrycznych na przedgórzu Karpat środkowych. *Przemysł Naftowy* 2, Lwów, 1937.

25. Zuber R., Przyczynki do stratygrafii i tektoniki Karpat (Contributions à la stratigraphie et tectonique des Karpathes). *Kosmos* XXXIV. Lwów, 1909.

26. Zuber R., Flisz i nafta. *Prace Naukowe.* Dział II. t. II. str. 1—381: Lwów, 1918.

RÉSUMÉ

Sommaire.

Stratigraphie et tectonique des Karpates marginales au SE Rzeszów. Essai de classification plus précise stratigraphique et topique des formations crétacées. Distinction: 1) d'un niveau inférieur schisto-gréseux avec marnes resistantes au mur; 2) d'un niveau gréseux; 3) de couches à *Baculites*; 4) d'un niveau supérieur schisto-gréseux. Découverte d'*Exogyra columba*. Miocène transgressif des Karpates. Détermination de 7 éléments tectoniques. Remarques morphologiques, présence d'un niveau d'aplanissement.

En 1933—36 l'auteur a fait des recherches pour le compte du Service Géologique de Pologne et de la Société „Pionier" (1935), sur une superficie d'environ 200 km^2 dans la région bordière des Karpates, quart NE de la feuille de Tyczyn — Dynów (Błażowa) et quart SE de la feuille de Rzeszów — Łańcut. Cette région avait déjà constitué l'objet d'études par Uhlig *(20)*, Paul et Tietze *(13)*, J. Grzybowski *(5)* et W. Friedberg *(3)* ainsi que, juste avant la guerre, par B. Kropaczek à qui revient la mérite d'avoir constaté la présence de deux horizons contenant une faune abondante: un horizon paléocène („Eocène inférieur sans en distinguer le Paléocène") et un horizon oligocène inférieur au mur des schistes ménilitiques. Les régions limitrophes à celles qui font l'object du présent article furent étudiées à la même époque par MM. J. Wdowiarz *(21)*, partie méridionale de la feuille de Tyczyn — Dynów et Avant-Pays; L. Horwitz *(6)*, le long de la bordure des Karpates, et T. Chlebowski *(2)* partie orientale du „Bassin de Rzeszów".

Stratigraphie

Les formations géologiques de la région étudiée peuvent être divisées ainsi que suit:

Holocène	
Pléistocène	
Oligocène	Couches de Krosno supérieures
	„ „ inférieures

	Schistes ménilitiques avec silex au mur
Éocène	Couches à hiéroglyphes,
	Schistes argileux bigarrés, grès (en partie)
Paléocène	
	Niveau supérieur schisto-gréseux
	Couches à *Baculites*
	Niveau gréseux
Crétacé	Niveau inférieur schisto-gréseux avec marnes résistantes au mur.

Du Crétacé à l'Oligocène ces formations affectent un faciès flyscheux.

Le Crétacé. Les couches à Inocérames prédominet dans cette partie des Karpates. Des études détaillées de cette formation ont permis de constater des différences de faciès et d'âge assez importantes. Le mur du Crétacé de cette région est constitué par des bancs de marnes résistantes, gris-clair ou bleuâtres, contenant de rares Fucoïdes et alternant avec des schistes gris ou verdâtres et des grès gris-bleus. Quand elles sont fraîchement découvertes, elles rappellent les strates les plus élevées des marnes siliceuses des environs de Stary Sambor. Une fois altérées, elles se débitent en fragments à arêtes tranchantes de couleur gris-jaunâtre. On ne les rencontre que dans peu d'endroits: à Rzeki, au noyau l'un grand anticinal, à Wólka et à Cierpisz Górny, au mur de la grande „skiba" de Hussów. L'épaisseur de ce tronçon de la série atteint environ 50 *m*.

A cette formation se rattache intimement le niveau inférieur schisto-gréseux formé de schistes gris, parfois bleus, argileux, plus rarement marneux, alternant avec des bancs minces de grès gris-bleus qui prennent une teinte rouillé sous l'influence des agents atmosphériques. Ces grès sont compacts et résistants et, parfois, curvicorticaux. Ils sont généralement à petits grains et comportent assez fréquemment du détritus végétal. Leur surface inférieure porte de nombreux hiéroglyphes de formes diverses et, en outre, on y note assez souvent des morceaux de coquilles d'Inocérames. En dépit d'une proportion de calcaire assez élevée, les veines de calcite sont plutôt rares.

Le nombre d'intercalations gréseuses augmente vers le haut, formant une transition vers le niveau médian, gréseux, qui constitue un faciès des couches à Inocérames se rattachant surtout à la surélévation sud-ouest du Crétacé et, en partie seulement, à la centrale et aux deux surélévations bordières. Ce niveau se compose de grès à grains fins, moyens ou grossiers et de conglomérats à petits éléments. Les grès se présentent en bancs de 1 à 4 *m*, par places

résistants et, en d'autres endroits, si faiblement cimentés qu'ils s'écroulent en sable. Ils sont de couleur grise ou gris-bleu, tournant au gris sous l'influence des agents atmosphériques. Leurs éléments se composent de grains de 5 *mm* de diamètre de quartz, de mica clair et, plus rarement, de gneiss et de schists métamorphiques verts. Ces grès alternent avec de minces couches de schistes gréseux ou de grès plus résistants. Les affleurements les mieux visibles de cet horizon se découvrent dans les affluents de gauche du ruisseau de Strug. Le niveau en question atteint jusqu'à 200 *m* de puissance.

Le faciès suivant des dépôts crétacés est constitué par des couches à *Baculites*. Ce sont des marnes calcaires sablonneuses, de couleur grise, qui deviennent gris-clair, blanchâtre ou jaune sale en s'altérant. Elles sont en général peu résistantes, faiblement stratifiées et délitées en bancs qui peuvent atteindre 50 *cm* et même davantage. Ces formations contiennent des lentilles de marnes plus résistantes ainsi que des bancs atteignant jusqu'à 3 *m* d'épaisseur de grès peu compacts, à grains fins ou grossiers, passant progressivement aux marnes. Ils sont accompagnés de minces intercalations de grès plus résistants et d'argiles grises. Certains paquets ne contiennent que des marnes et rappellent beaucoup la „craie de Lwów". La puissance de cette série atteint jusqu'à 150 *m*. Sa relation avec les grès en bancs épais n'est pas encore élucidée vu le manque d'affleurements dans lesquels on puisse se rendre nettement compte de la succession des couches. L'auteur présume que ces marnes alternent en partie avec les grès à bancs épais, et qu'elles lui sont en partie postérieures. De même que les grès, les marnes sont réparties d'une façon très irrégulière.

C'est W. Szajnocha *(18)* qui a décrit le premier les couches à *Baculites* dénommées par lui „couches de Węgierka" de la localité de ce nom. Elles firent ensuite l'objet d'études plus approfondies de la part de R. Zuber *(25)* et de ses élèves *(11, 14)*. Zuber leur donna le nom, actuellement usité, de „couches karpatiques à *Baculites*".

Le toit des dépôts crétacés se compose de formations en majeure partie pélitiques. Leur teneur en grès va en diminuant du SE au NW. Dans la section orientale du terrain à l'étude, on a affaire à des schistes argileux gris ou gris-bleu ainsi qu'à des argiles bleues à intercalations de grès fins, gris-bleus. Ces argiles contiennent par places des blocs de calcaire de Stramberg ou de gneiss. Étant donné que le niveau médian fait défaut dans la région, l'horizon en question

passe directement au niveau inférieur, schisto-gréseux. Les schistes deviennent plus foncés, parfois presque noirs, vers le NW. La puissance de la partie supérieure de cette série dépasse 100 *m*.

L'auteur évalue l'épaisseur totale du Crétacé affleurant dans la région à au moins 500 *m*.

Les ouvrages existants ayant trait aux environs immédiats du terrain à l'étude constatent la présence du Sénonien moyen (Campanien) dont l'âge est établi par la faune des couches à *Baculites (11, 14, 18, 23)*. Dans les marnes siliceuses dont le toit affleure dans la région étudiée par l'auteur, M-lle B. Kokoszyńska a trouvé aux environs de Spas (information orale) *Belemnites minimus* List, fossile caractéristique de l'Albien. A Hanzlówka, dans la région des couches à Inocérames, à environ 150 *m* au-dessous des grès à bancs épais, l'auteur a recueilli un spécimen d'Inocérame dans lequel étaient incrustées des coquilles d'Huîtres. Le Prof. Rogala a reconnu dans l'une d'elles *Ostrea incurva* Nills laquelle, selon Wood, est présente depuis la zone à *Schloenbachia varians* jusqu'à la zone à *Belemnitella mucronata*. A Hadle Kańczuckie, au sein d'un conglomérat dont les éléments sont formés de grains de quartz et de débris de houille l'auteur a trouvé *Exogyra columba* Lam. (déterminée par M-lle B. Kokoszyńska), forme caractéristique du Cénomanien. Nous constatons donc la présence du Cénomanien, du Turonien ou Sénonien ainsi que du Sénonien moyen. N'ayant noté aucune lacune de sédimentation dans le complexe crétacé étudié, l'auteur est d'avis qu'il correspond à une sédimentation ininterrompue depuis l'Albien supérieur (niveau des marnes), jusqu'au Sénonien supérieur (niveau supérieur schisto-gréseux).

Le Paléocène. On n'a constaté la présence de formations de cet étage que dans quelques endroits, sous forme d'argiles sablonneuses noires avec traces de faune. Ces argiles ressemblent tout-à-fait aux „argiles de Babica" dont l'âge paléocène a été abondamment prouvé par Kropaczek *(8)*.

L'Éocène. La partie inférieure de l'Éocène est constituée par des schistes argileux rouge-brique, plus rarement cerise, alternant avec des schistes vert clair dans lesquels sont intercalés de minces bancs de grès généralement fins, glauconieux, et dépourvus de calcaire. Une intercalation de grès d'environ 30 *m* de puissance affleure dans le village de Tarnawka, au toit de ce complexe. Ces grès sont gris-brun clair et alternent avec des marnes de même teinte. Au delà de Tarnawka, les schistes bigarrés passent directement à des couches

à hiéroglyphes. Ce sont des schistes gris vert; dans la section NW de la région, verts bleuâtres, avec intercalations de grès gris verts ou bleu foncé, glauconieux.

Schistes ménilitiques. Le mur de ce complexe dont l'épaisseur totale dépasse rarement 5 *m* est constitué par des couches atteignant jusqu'à 24 *cm* de silex noirs, fréquemment striés de blanc. Ils supportent des schistes minces, feuilletés, de couleur brun foncé ou même noire, bitumineux (Hyżne). Les grès alternant avec ces formations sont clairs et friables et forment des bancs épais ou bien ce sont des grès quartzitiques, verts et compacts, qui se présentent alors en couches minces. Une patine jaune se forme à la surface de ces schistes quand ils sont altérés. Ce schéma comporte des exceptions. C'est ainsi, qu'à Widaczów, des conglomérats grossiers apparaissent au toit et, qu'à Tarnawka, ce sont des grès quartzitiques fins, gris, alternant avec des schistes silicifiés, qui prédominent. Les schistes ménilitiques passent au dernier terme de la série constituée par les couches de Krosno.

L'Oligocène Les couches de Krosno. On peut diviser ces couches en deux niveaux. Des schistes gris, argilo-marneux à petites pailletes de mica alternant avec des schistes noirs ou brun foncé, argileux, apparaissent dans le niveau inférieur. Les intercalations gréseuses atteignent jusqu'à 40 *cm* d'épaisseur. Ce sont des grès fins, parfois curvicorticaux, de couleur gris-bleu quand ils ont été fraîchement exposés. Ils deviennent gris et calcareux après leur altération. Leur teneur en paillettes de mica est très élevée. Vers le haut, les schistes noirs disparaissent tandis que croît la proportion de grès. On atteint ainsi le niveau des couches de Krosno supérieures. Les schistes gris prédominent à leur base et sont remplacés vers le haut par des bancs de grès fins contenant une proportion élevée de mica. Ces grès sont peu résistants et atteignent plusieurs mètres d'épaisseur.

Le Miocène. La composition des dépôts miocènes dépend de leur situation par rapport au Flysch karpatique. A l'extérieur des Karpates, ils se présentent sous l'aspect d'épaisses strates de schistes bleuâtres ou d'argiles marneuses, grises, avec de rares intercalations de sable faiblement cimenté. Dans le torrent de Glinik on aperçoit, parmi ces argiles, un banc de calcaire coquiller. M. L. Horwitz *(6)* y a recueilli une faune déterminée ensuite par M. K. Kowalewski. On a constaté que *Ervilia podolica* en constitue la forme principale. Ce complexe faunique (du reste très

restreint) a permis à M. Horwitz d'assigner ce niveau au Présarmatien. Dans les Karpates de notre région, le Miocène se rencontre à quatre endroits. Il y est constitué par des calcaires à *Lithothamnium* sablonneux ou bien par des grès très calcareux avec des moules de fossiles. Ces formations apparaissent en deux endroits à Błędowa Tyczyńska, sur la Mleczka, en amont de Hadle Szklarskie, ainsi qu'à Pasterniki où elles ne sont représentées que par des débris, le long d'un chemin vicinal. Elles résultent de la transgression d'une mer peut profonde qui, sous forme d'un golfe étroit, s'étendait depuis Tyczyn jusqu'à Jawornik Polski, pénétrant dans le Flysch karpatique (Friedberg). Ces formations qu'il convient de considérer comme étant contemporaines de celles du „bassin de Rzeszów" ont été assignées au Tortonien par Friedberg d'après des fossiles recueillis en plusieurs endroits.

Le Pléistocène. Les formations pléistocènes sont représentées par des blocs erratiques, des moraines et des argiles.

Tectonique

L'ensemble de la structure géologique du tronçon oriental des Karpates de Rzeszów se compose, en allant du SW vers le NE, des unités tectoniques suivantes:

anticlinal de Szklary
synclinal de Hyżne
„skiba" de Jawornik
synclinal de Hadle Szklarskie — Błędowa Tyczyńska
„skiba" de Hussów
pli bordier.

Seul un segment très réduit de l'anticlinal de Szklary (anticlinal de Bachórz de J. Wdowiarz) fait partie du levé. Son noyau est formé de couches à hiéroglyphes, son flanc nord de schistes ménilitiques à pendage de 25 à 30° NE et, plus loin vers l'Ouest, d'environ 45° NW.

Le synclinal de Hyżne est entièrement formé de couches de Krosno et son parcours n'a pas subi de déviations importantes. Dans la région de Laskówka et de Dylągówka son flanc nord-est renversé. A cette exception près, il présente un pendage régulier vers le SW. Le flanc sud-ouest plonge vers le NE, excepté dans la partie ouest de Szklary où son pendage est conforme à la direction de la poussée.

La „skiba" de Jawornik constitue une puissante surélévation de Crétacé, de structure différenciée et très in-

téresante. L'architecture de son flanc sud-ouest est, en général, fort simple. Il se compose invariablement de schistes ménilitiques, de couches à hiéroglyphes et de schistes bigarrés. Un pendage SW assez accusé prédomine, à l'exception des environs de Laskówka et de Dylągówka où l'auteur a observé des plis en retour dans la région des schistes ménilitiques. Aux environs de Jawornik Polski, le noyau crétacé se scinde en trois plis, séparés par des restants d'Éocène qui se sont conservés dans les synclinaux. L'ensemble de ces plis, renversés vers le NE, constitue un charriage assez important. Le flanc inverse, comportant au début des schistes ménilitiques et de l'Éocène et, plus loin, exclusivement de l'Éocène bigarré, s'est conservé entre la limite orientale de la feuille et le village de Hadle Szklarskie. Sur ce parcours, la ligne de charriage affecte la forme d'un arc convexe vers l'extérieur. Dans l'alignement de Hadle Szklarskie toutefois, elle se dirige nettement vers le Nord. Simultanément, l'intensité du plissement augmente et la structure de la „skiba" devient plus compliquée. Le pli médian se transforme en une écaille dite de Wólka, tandis qu'une nouvelle surélévation crétacée, dont la relation avec la skiba de Jawornik n'est pas suffisamment élucidée, émerge à l'Ouest de Hadle. Cet accident constitue au début un anticlinal normal qui, plus loin, se renverse vers le Nord, recouvrant le synclinal contigu. La ligne de chevauchement se poursuit en forme d'arc et coïncide avec le cours de la Mleczka sur un trajet de 2 *km*. Au contact du Crétacé et des couches de Krosno, on peut voir de minces bandes de schistes ménilitiques et d'Éocène bigarré dont les affleurements situés à l'embouchure du ruisseau de Wólka constituent probablement le prolongement. Malheureusement, à partir de cette région, la structure du terrain devient si compliquée que, dans l'état actuel de nos connaissances, il est impossible de déterminer le rapport existant entre la nouvelle surélévation et le restant de la „skiba", ainsi que celui de l'ensemble de cette dernière avec l'unité de Hadle Kańczuckie-Chmielnik. A l'Ouest de Grzegorzówka, l'unité en question est de nouveau scindée en trois pli secondaires dont les noyaux se composent de couches à Inocérames et les flancs de grès en bancs épais. Ces trois plis constituent un charriage dont l'amplitude diminue vers l'Ouest. Celle des plis secondaires diminue également tandis que l'axe de l'unité dans son ensemble subit un ennoyage.

C'est le synclinal de Hadle Szklarskie-Błędowa Tyczyńska qui présente les dislocations les plus importantes de son parcours. Le long de la limite orientale de la

feuille, il a été possible de suivre sa structure sur un trajet de 4,5 *km*. Dans ce segment, les directions et les pendages qui oscillent entre 60° NW et 50° SW sont très réguliers. L'axe du synclinal s'élève vers Hadle Szklarskie puis s'abaisse de nouveau à l'Ouest de cette localité, ainsi qu'en témoigne la présence de couches de Krosno inférieures dans la forêt d'Ostrowiec. L'auteur soupçonne la présence d'une dislocation importante, juste avant d'arriver à Grzegorzówka, vu que, dans le dernier ruisseau de la forêt d'Ostrowiec, il a trouvé des schistes éocènes dans l'alignement des couches de Krosno. Le prolongement de cet élément est constitué par les couches de Krosno de la vallée du Strug. Il est traversé par une dislocation importante à Błędowa Tyczyńska. Cette dislocation se traduit par un exhaussement de l'axe synclinal et par son décrochement vers le SW. Cet axe continue de se relever lentement vers Chmielnik, ainsi que le prouve la sortie en l'air successive des couches de Krosno et des schistes ménilitiques.

La „skiba" de Hadle-Kańczuckie-Chmielnik se divise également en plusieurs plis moins importants. Dans son tronçon oriental, on a probablement affaire à trois plis distincts séparés par des synclinaux remplis de couches à *Baculites*. L'ensemble chevauche le flanc de l'unité suivante. La partie centrale de la région étudiée est couverte d'épaisses argiles, si bien qu'on ne peut l'observer de nouveau que dans les environs de Zabratówka. Dans cette région, sur le territoire de la forêt de Zawoda, on trouve trois petits plis crétacés séparés par d'étroites bandes d'Éocène Dans l'alignement du ruisseau de Taneczny, les deux plis méridionaux plongent sous un synclinal et la „skiba" assume l'aspect d'un pli de peu d'importance dont le flanc inverse s'est conservé et qui s'élargit lentement vers le Nord-Ouest. Plus loin encore, la largeur de la „skiba" augmente brusquement du fait de deux dislocation dont l'une passe par Błędowa Tyczyńska et l'autre par le torrent de Wola Rafałowska. Le Crétacé se divise d'abord en deux, puis en trois plis secondaires peu accusés. Le nombre de plis secondaires augmente vers Chmielnik tandis que l'amplitude du plissement diminue, ainsi qu'en témoigne l'extension considérable de la partie la plus élevée du Crétacé aux alentours de ce village.

La „skiba" de Hussów est la plus grande des unités distinguées dans la région. Elle présente les caractères d'un charriage sans trace de flanc inverse. La structure du flanc méridional est des plus variées. Dans son tronçon oriental, il se compose d'une étroite bande d'Éocène et de silex ou bien disparaît complètement sous les

masses chariées. Vers Tarnawka, il s'élargit lentement si bien que tous les termes de la série — depuis l'Éocène bigarré jusqu'aux couches de Krosno — y font successivement leur apparition. A l'Ouest de Tarnawka, ce flanc se rétrécit et plonge sous le Crétacé de la „skiba" de Hadle Kańczuckie-Chmielnik. On observe la suite de ce pli, non pas dans son prolongement immédiat, mais plus loin, dans la vallée du Strug. Ce décrochement est probablement dû à une dislocation qui se traduit par un changement de directions dans le Crétacé. Le flanc méridional s'élargit de nouveau à partir de cet endroit et suit son parcours sans grandes complications dans la direction de Wola Rafałowska. Une dislocation importante recoupe le flanc de la „skiba", si bien que couches de Krosno et les schistes ménilitiques sont représentés par du Crétacé tandis que le flanc de la „skiba" ne comporte plus qu'une étroite bande d'Éocène bigarré avec des paquets de schistes ménilitiques sporadiquement conservés. Les schistes ménilitiques et les couches de Krosno ne réapparaissent qu'au Nord de Chmielnik.

Le segment oriental de l'unité en question est replissé sous forme d'un grand anticlinal dont l'axe plonge vers le NW. Il est séparé de son écaille bordière par un synclinal large et peu profond rempli de formations appartenant au niveau le plus élevé du Crétacé. Ce n'est qu'à partir de Hussów, au NW de la dislocation, que le nombre de plis secondaires augmente tandis que la „skiba" s'avance considérablement vers l'extérieur et chevauche le flanc méridional de l'unité bordière. Dans l'alignement de la cote 426,5, l'ensemble de la „skiba", et surtout sa partie frontale, accuse un recul très prononcé qui semblerait indiquer dans le soubassement une zone de résistance sous forme de rempart transversal ou accident analogue. Il en résulte que la largeur de la „skiba" — s'élevant à 4,5 *km* dans la coupe de Hussów — diminue peu à peu ainsi que le nombre des plis secondaires. En même temps ces derniers, de plis renversée vers le NE, se transforment en écailles.

L'unité bordière offre certains caractères individuels. A Chodakówka elle est consituée par un pli de peu d'épaisseur dont l'axe suit un parcours oblique par rapport au front de la „skiba" de Hussów. Par suite de la dislocation mentionnée plus haut, le Crétacé de la „skiba" de Hussów recouvre le flanc sud-ouest de l'unité bordière si bien que seul le flanc nord-est, à pendage régulier vers le NE, apparaît en surface. Dans la région où la „skiba" de Hussów recule, le flanc méridional de l'unité bordière émerge de nouveau et cet élément — simple jusque dans ces parages — bifurque en deux plis

peu importants, séparés par des schistes bigarrés éocènes. Ces derniers se relient à l'Éocène du front de la „skiba" de Hussów, à Albigowa. A partir de cette localité vers la limite occidentale du levé, le nombre de plis secondaires continue d'augmenter tandis que l'ensemble de l'unité bordière s'ennoye, ainsi qu'en témoigne le fait que seules les formations les plus élevées du Crétacé y affleurent. La position du Flysch se modifie par rapport au Miocène contigu dont la partie occidentale plonge sous les Karpates.

Description de la structure tectonique dans son ensemble

Les unités qui ont été distinguées et décrites ci-dessus se conforment à un plan d'ensemble. Si on avance du SW au NE, c'est-à-dire à partir du synclinal de Hyżne vers le bord, on note un rétrécissement bien net des régions synclinales qui séparent les plis les uns des autres. Le synclinal de Hyżne est bien développé et constitue la partie radicale de la „skiba" de Jawornik. Le synclinal suivant occupe déjà une superficie moins étendue mais, dans le tronçon entre Zabratówka et Chmielnik, on peut constater qu'il présente les caractères d'un synclinal radical par rapport à la „skiba" de Hadle Kańczuckie-Chmielnik. Dans la troisième bande synclinale la charnière n'affleure pas et on n'aperçoit à la surface que les couches de Krosno faisant partie du flanc de la „skiba" de Hussów. Les faits observés dans cette direction sur le territoire étudié ne permettent pas de déterminer d'une façon définitive l'extension de la zone radicale de la „skiba" de Hussów. Il est possible que le lambeau de schistes ménilitiques surmonte l'Éocène au NW de Wola Rafałowska se retrouve dans le fond du synclinal. Dans ce cas, la „skiba" de Hadle Kańczuckie-Chmielnik chevaucherait le synclinal qui s'étend devant elle beaucoup plus loin dans la direction de la limite orientale du levé que dans les environs de Wola Rafałowska. La „skiba" de Hussów n'est séparée de l'unité bordière que par une étroite bande d'Éocène, si bien qu'il est impossible de déterminer, même approximativement, la situation du synclinal radical de cette dernière.

Les faits ci-dessus militent en faveur de l'hypothèse selon laquelle toutes les unités tectoniques en question, à partir du synclinal de Hyżne et, peut-être même y compris celui de Harta (*21*), forment une unité tectonique d'ordre supérieur. Bien que l'on n'ait pas directement observé le contact de la surface de charriage de cet élément avec les formations plus récentes, il est permis de supposer

qu'il plonge vers l'intérieur des Karpates. L'amplitude de chacun des charriages de cette unité augmente vers la région bordière. L'auteur est enclin à considérer comme digitations frontales la „skiba" de Hussów et le pli bordier. Il est évidemment impossible de déterminer l'amplitude du charriage de cette unité d'ordre supérieur sur la base d'observations provenant d'un territoire relativement restreint. Il convient néanmoins d'admettre avec K r o p a c z e k (*8*) „que tout le tronçon des Karpates de Rzeszów qui s'avance vers le Nord est charrié, si l'on admet le charriage de la section orientale de ce bord resté en arrière".

Dans sa description de chacune des unités, l'auteur a attiré l'attention sur la diminution de l'amplitude du plissement vers le NW ainsi que sur l'ennoyage de l'axe dans la même direction. Ce phénomène n'est pas uniforme mais présente des oscillations bien distinctes. Ces unités constituent des zones transversales par rapport à la direction des plis. C'est ainsi que, le long d'une ligne passant par la cote 426,5 — Grzegorzówka, on note un recul bien net de la limite des charriages de la „skiba" de Hussów et de celle de Hadle Szklarskie - Chmielnik tandis que l'incurvation vers l'intérieur du synclinal des couches du flanc occidental de la „skiba" de Jawornik est moins visible. Ainsi qu'il en a été fait mention, l'auteur présume qu'un rempart transversal, de direction presque strictement N — S, doit exister dans le soubassement. A l'Est de cette zone, un tronçon affaissé semble coïncider avec la ligne Tarnawka-Lipki tandis qu'une élévation locale se fait sentir dans les environs de Hadle Szklarskie. A l'Ouest de la zone de culmination de la cote 426,5 — Grzegorzówka, le bord de chaque „skiba" recule dans l'alignement de Cierpisz-Borek Stary, ce qui pourrait également indiquer la présence d'une petite élévation transversale. Il convient aussi de noter le resserrement des unités internes vers le bord, fait sur lequel le Prof. N o w a k (*12*) avait déjà attiré l'attention dans les Karpates Occidentales.

Les Karpates de Rzeszów sont redevables de leur structure actuelle à au moins deux phases orogéniques. Le plissement des Karpates et leur charriage sur les formations les plus anciennes du Miocène remontent à une première phase, prétortonienne. La région soulevée fut ensuite attaquée par les agents d'érosion et de dénudation. Au cours du Tortonien, ce territoire, déjà partiellement pénéplanisé, s'affaissa un peu au-dessous du niveau de la mer et des calcaires sablonneux à *Lithotamnium* etc. se déposèrent au fond

d'un golfe de peu de profondeur. Après le Tortonien de nouveaux processus d'orogenèse furent cause d'une translation en bloc des Karpates vers le Nord et parachevèrent leur plissement.

Morphologie

Le relief de la région étudiée présente plusieurs traits caractéristiques. Il s'agit avant tout des lignes maîtresses de partage des eaux qui sont constituées par des surfaces d'aplanissement bien distinctes, d'une altitude de 350 à 420 *m*. Ces surfaces, recoupant des éléments tectoniques divers, suggèrent l'hypothèse que nous avons affaire à un témoin d'une grande pénéplaine, exhaussée et rajeunie. Ce témoin se présente sous l'aspect d'une auge de peu de profondeur dont l'axe coïncide avec une ligne passant par Chmielnik-Zabratówka-Hadle Szklarskie et qui s'abaisse graduellement vers le Nord-Ouest. Il n'est pas impossible que cette dépression corresponde à une auge primitive, probablement déjà présente au Tortonien, et qui fut envahie par la mer sous forme d'un golfe étroit et allongé. Néanmoins, le parcours des lignes de partage des eaux dépend, jusqu'à un certain point, de la direction de chacune des unités tectoniques. On peut citer comme exemple le parcours de la croupe de terrain qui s'étend au NE et au N de Hussów.

Les torrents sont, en majeure partie, subséquents; un nombre restreint d'entre eux, obséquents. L'asymétrie des versants est frappante et particulièrement prononcée dans le cas des torrents de direction approximativement N—S. Les versants occidentaux sont toujours plats et couverts d'argiles, les versants orientaux, assez abrupts, présentent fréquement des affleurements rocheux. L'origine et la distribution des éboulements se rattachent à deux causes: le caractère lithologique des couches et la pente des versants.

POLITECHNIKA KRAKOWSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej
P 1214/49