

STANISŁAW JUCHA i JANUSZ KOTLARCZYK

## Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat Polskich

**STRESZCZENIE:** Łupki jasielskie i diatomity występujące w warstwach krośnieńskich zostały uznane przez autorów za poziomy korelacyjne. Opierając się na rozprzestrzenieniu tych poziomów i ich stosunku do innych warstw określono charakter zmian facjalnych warstw krośnieńskich i serii menilitowej na tle rozwoju paleogeograficznego geosynkliny karpackiej oraz przeprowadzono nowy podział stratygraficzny warstw krośnieńskich. Wprowadzenie opisanych poziomów korelacyjnych pozwoliło na wyjaśnienie wielu dotychczas spornych, oznaczeń wieku serii menilitowej i warstw krośnieńskich.

### WSTĘP

Praca niniejsza jest rezultatem dwuletnich studiów przeprowadzonych przez autorów nad diatomitami i łupkami jasielskimi, stanowiącymi swoiste i charakterystyczne petrograficznie wtrącenia w monotonnej serii warstw krośnieńskich.

Zagadnieniem łupków jasielskich zajmował się pierwszy z autorów, drugi zaś opracowywał skały diatomitowe. Obydwie prace podjęto na wiosnę 1956 r. z inicjatywy Prof. Dr H. Świdzińskiego i przeprowadzono niezależnie od siebie. Prace były subsydiowane przez Komitet Geologiczny PAN.

Dotychczasowe badania pozwoliły nie tylko poznać charakter petrograficzny wymienionych skał, ale również wykazały, że łupki jasielskie i diatomity mogą być uważane za poziomy korelacyjne (Jucha 1958, Kotlarczyk 1958b). Wprowadzenie tych nowych poziomów korelacyjnych do badań regionalnych rzuciło nowe światło na szereg ogólniejszych zagadnień, jak zmiany facjalne i stosunki paleogeograficzne, związanych z kompleksem warstw krośnieńskich. W wyniku tego zarysował się nieco od-

mienny od ustalonego przez poprzednich badaczy pogląd na podział i stratyografię warstw krośnieńskich.

Przedstawienie nowych koncepcji autorów jest celem tego artykułu. Autorzy zdają sobie sprawę, że praca nie wyczerpuje wszystkich aspektów zagadnień i wyrażają nadzieję, że dalsza kontynuacja studiów pozwoli na ściślejsze sprecyzowanie wysuniętych myśli.

Zasadnicze idee tego artykułu zostały przedstawione i przedyskutowane na posiedzeniu naukowym P. T. G. w Krakowie w dniu 17.III. 1958 r.

Wszystkim dyskutantom a zwłaszcza panom: Prof. Dr H. Świdzińskiemu, Prof. Dr F. Biedzie, Doc. Dr S. Dżułyńskiemu, Doc. Dr T. Wieserowi, Mgr A. Ślącce oraz Mgr J. Żytce, Mgr S. Gucikowi i Mgr J. Żgietowi — składamy serdeczne podziękowanie za rzeczowe uwagi krytyczne i uzupełnienia.

Ponadto szczególną wdzięczność winni jesteśmy Prof. Dr H. Świdzińskiemu za wielokrotne dyskusje i wskazówki dotyczące przeprowadzanych badań. Gorąco dziękujemy Prof. Dr A. Tokarskiemu za zainteresowanie się naszą pracą, krytyczne uwagi i nowe dane odnoszące się do występowania łupków jasielskich, a Doc. Dr S. Dżułyńskiemu i Mgr A. Ślącce za udostępnienie rękopisu ich pracy "The sedimentation and the currents directions in the Krosno beds in the Polish Carpathians".

Dziękujemy Prof. Dr S. Wdowiarzowi, Mgr S. Gucikowi, Mgr F. Szymakowskiej i Mgr A. Ślącce za dostarczenie próbek i za wskazanie miejsc występowania interesujących nas skał.

#### ZARYS HISTORII BADAŃ NAD WARSTWAMI KROŚNIEŃSKIMI

Warstwy krośnieńskie szeroko rozprzestrzenione w Karpatach, były już od czasu E. Tietzego (1889), który nadał im nazwę, przedmiotem wielokrotnie podejmowanych badań zmierzających do ustalenia ich stratygrafii. Początkowe badania oparte wyłącznie na pracach polowych przyniosły obszerny materiał kartograficzny określający rozprzestrzenienie tych utworów, zapoznały z litologią i zasygnalizowały trudności w ustaleniu ich podziału na większym obszarze. Duży wkład wnieśli w te prace B. Bujalski, J. Burtan, K. Ciszewska, K. Guzik, J. Hempel, L. Horwitz, E. Jabłoński, S. Jaskólski, S. Krajewski, M. Książkiewicz, J. Obtulowicz, Z. Opolski, H. Świdziński, H. Teisseyre, A. Tokarski, K. Tołwiński, J. Wdowiarz, S. Wdowiarz, S. Weigner, O. Wyszynski i inni. Stwierdzono, że warstwy krośnieńskie stanowią najmłodsze ogniwo fliszu karpackiego, zachowane w sposób najbardziej kompletny w strefie Centralnej Depresji Karpackiej oraz w niektórych głębszych synklinach Karpat skibowych

i fałdów dukielskich. Miąższość tej niezwykle monotonnej serii złożonej z naprzemianległych piaskowców mikowych, wapnistych i szarych łupków marglistych oceniono na około 3000 m.

Próby znalezienia horyzontów przewodnich ułatwiających podział tej serii nie dały pomyślnych wyników. Dlatego badania szły w kierunku wydzielenia charakterystycznych pod względem litologicznym kompleksów skał, które by można paralelizować na większych obszarach. Jednakże i tu natrafiono na zasadniczą trudność, polegającą na niemożności przeprowadzenia identycznych wydzieleni na całym obszarze występowania warstw krośnieńskich (przyczyna tego, jak dziś widzimy, leży w zmianach facjalnych warstw krośnieńskich). Dodatkowe przeszkody to: 1) brak wystąpień łupków menilitowych na powierzchni, będących w zasadzie jedynym poziomem odniesienia dla warstw krośnieńskich; 2) wahania granicy pomiędzy serią menilitową a warstwami krośnieńskimi (Świdziński 1936); 3) redukcje lub zdwojenia tektoniczne w obrębie warstw krośnieńskich.

Ostatecznie ustalono (Opolski 1933, Świdziński 1947), że w warstwach krośnieńskich można wyodrębnić idąc od serii menilitowej w górę:

1) warstwy przejściowe złożone z nielaminowanych gruboławicowych piaskowców wapnistych przeławiconych łupkami czarnymi lub brązowymi typu menilitowego. Często występują wśród tych warstw soczewki ankerytu, a w rejonie skibowym również rogowców (Krajewski 1930). Niekiedy utwory te różni badacze włączali bądź do serii menilitowej, bądź do warstw dolno-krośnieńskich;

2) warstwy krośnieńskie dolne, zbudowane z piaskowców wapnistych grubo- i średnioławicowych, z niewielką ilością cienkich wkładek szarych łupków marglistych (pl. V, fig. 1). Ten rozwój litologiczny nie jest typowy dla całego obszaru występowania warstw krośnieńskich, bowiem w SE części fałdu Iwonicza i w niektórych rejonach fałdów dukielskich, poziom ten jest reprezentowany przez serię łupków marglistych;

3) warstwy krośnieńskie środkowe charakteryzują się równym udziałem piaskowców wapnistych i łupków marglistych w swoim zespole. Występują tu, obok piaskowców średnioławicowych, piaskowce cienkoławicowe, o teksturze skorupowej (pl. V, fig. 2). W pewnych obszarach np. na S od Sanoka w kompleksie tym pojawiają się oprócz wyżej wymienionych typów piaskowców również grube partie piaskowców gruboławicowych (Hempel 1930, Horwitz 1930);

4) warstwy krośnieńskie górne obejmują kompleks szarych łupków marglistych dominujących nad piaskowcami płytowymi, skorupowymi rzadko gruboławicowymi (pl. V, fig. 3). W zespole tym we wschodniej części Centralnej Depresji Z. Opolski (1933) notował wystąpienia wkładek czarnych łupków typu menilitowego.

Powyższy trójdzielny (z wyłączeniem warstw przejściowych) podział warstw krośnieńskich nie wszędzie da się prześledzić. W pewnych rejonach w Centralnej Depresji Karpackiej poziom środkowo-krośnieński nie występuje i tam obserwujemy dwudzielność warstw krośnieńskich.

Z powodu tej różnorodności wydzieleni na całym obszarze Karpat, omówione próby podziału nie spełniły wymogów stratygrafii, chociaż niektórzy badacze jak Opolski (op. cit.) uważali, że granice stratygraficzne będą zgodnie z granicami wyodrębnionych poziomów. Poszukiwano więc rozwiązania tego problemu na drodze szczegółowych badań petrograficznych. Opracowania rozpoczęte przez S. Jaskólskiego (1931, 1939) i prowadzone w ostatnich czasach przez A. Oberca (1947) i Z. Obuchowicza (1957) przyniosły jedynie duży materiał faktograficzny odnośnie do chemizmu i mineralogii badanych skał, kwestię podziału pozostawiając nadal otwartą.

Zawiodły również próby znalezienia poziomów faunistycznych. Nieliczne punkty z ubogą makro- i mikrofauną, a przede wszystkim stosunek do niżej leżących, lepiej udokumentowanych wiekowo łupków menilitowych, pozwoliły jedynie na określenie czasu powstania warstw krośnieńskich na okres od górnego eocenu (Bieda 1947) do miocenu (Masłakova 1955).

Przeprowadzone w ostatnich czasach wszechstronne badania sedymentologiczne w rejonie Beska, pozwoliły Z. Obuchowiczowi (op. cit.) na wysunięcie nowej koncepcji podziału warstw krośnieńskich na dolne i górne. Podziału tego dokonano na podstawie różnicy w kierunkach hieroglifów prądowych w obu częściach kompleksu. Pod tym samym kątem widzenia S. Dżułyński i A. Ślęczka (1958) dokonali pomiaru kierunków hieroglifów prądowych na całym obszarze Centralnej Depresji Karpackiej i fałdów dukielskich. Podobnie jak Z. Obuchowicz, wymienieni autorzy podzielili warstwy krośnieńskie na wyższe i niższe. Zastosowanie takiego podziału posiada znaczenie wyłącznie w szeroko pojętych badaniach regionalnych, gdyż na małym obszarze istnieje możliwość utrzymania się tych samych kierunków prądów w czasie całego okresu sedymentacji. Wydaje się, że metoda ta dla celów stratygrafii będzie mało przydatna, oddaje natomiast duże usługi w wyświetleniu stosunków paleogeograficznych.

Prace trzech ostatnich autorów pozwoliły na bliższe sprecyzowanie warunków panujących w basenach sedymentacyjnych warstw krośnieńskich i na wyznaczenie obszarów alimentacyjnych tych utworów. Między innymi badania te dowiodły istnienia ładu (kordyliery) rozdzielającego basen sedymentacyjny omawianych warstw na dwa mniejsze zbiorniki: północny — odpowiadający obszarowi dzisiejszej jednostki skolskiej i południowy — Centralnej Depresji i fałdom dukielskim. Istnienie tego ładu



przewidywali już wcześniej A. Gaweł (1931) i S. Wdowiarz (1953) na podstawie badań egzotyków z warstw krośnieńskich okolic Sanoka.

Z pobieżnego przeglądu dotychczasowych badań wynika, że do przeprowadzenia podziału warstw krośnieńskich nieodzowne jest jednak znalezienie jakichś poziomów przewodnich. Poziom taki winien spełniać następujące warunki: 1) musi posiadać charakterystyczne, łatwe do rozpoznawania cechy petrograficzne np. skład mineralny, barwa, odporność na wietrzenie, tekstura; 2) musi mieć znaczne rozprzestrzenienie, w idealnym przypadku powinien występować na całym obszarze macierzystych warstw; 3) musi stanowić osad tego samego wieku, co można stwierdzić bądź pośrednio — wykazując, że charakterystyczny osad występuje raz lub stale tę samą ilość razy w profilu pionowym we wszystkich jednostkach strukturalnych, i analizując genezę charakterystycznego osadu — bądź bezpośrednio na drodze paleontologicznej.

W ostatnich latach odkryto szereg znamiennych litologicznie skał, których przydatność do celów korelacji jest niejednakowa.

Poziom tufitów w fałdach dukielskich, znaleziony i opisany przez A. i J. Tokarskich (1954), okazał się — jak dotąd wiadomo — zjawiskiem lokalnym w warstwach krośnieńskich tego rejonu. Śledzenie go ze względu na nieznaczną miąższość stanowi dużą trudność i ogranicza zastosowanie.

S. Dzułyński i A. Ślącza (op. cit.) wprowadzają do literatury poziom piaskowców glaukonitowych, bardzo charakterystycznych, lecz prawdopodobnie również ograniczonych do północnej części Centralnej Depresji.

Wszystkie wymagane warunki zdaje się natomiast spełniać poziom łupków jasielskich związany z obszarem Centralnej Depresji i fałdów dukielskich: Wprawdzie skały te były znane od lat (Uhlig 1883, 1888), jednakże ich zachowanie się jako poziomu na dużych przestrzeniach, udowodniono dopiero niedawno (Jucha 1958).

Również odkryte przed kilkoma laty diatomity w Karpatach skibowych okazały się horyzontem przewodnim (Kotlarczyk 1955a, 1958b) i mogą tu spełniać podobny cel, jak łupki jasielskie w Centralnej Depresji.

Wreszcie w ostatnich miesiącach T. Wieser<sup>1</sup> znalazł w próbkach, dostarczonych przez J. Żgieta i J. Żytkę z rejonu Karpat skibowych, tufy liparytowe. Tufy te mają dość duży zasięg (potwierdzony również przez J. Kotlarczyka) i prawdopodobnie będą mogły stanowić horyzont przewodni.

---

<sup>1</sup> Informacja ustna na odczycie autorów w P. T. G. w Krakowie w dniu 17.III.1958 oraz referat T. Wiesera w Karp. St. Ter. I. G. dnia 5.V.58.

W dalszym ciągu rozważań zostaną omówione wyłącznie poziomy łupków jasielskich i diatomitów.

#### METODYKA I ZAKRES BADAŃ

Prace terenowe polegały na poszukiwaniu łupków jasielskich i diatomitów w rejonach, z których opisane były w literaturze wystąpienia rogowców, łupków krzemionkowych, margli rogowcowych i łupków jasielskich w warstwach krośnieńskich. Z uwagi na podobieństwo utworów diatomitowych do serii menilitowej przebadano także zaznaczone na mapie geologicznej małe siodła menilitowe w Karpatach skibowych. W dalszej kolejności przeprowadzono systematyczne badania ciągłych profilów serii menilitowej i warstw krośnieńskich. W każdym przypadku dokonywano szczegółowych obserwacji litologicznych łącznie z profilowaniem, a w razie znalezienia omawianych skał wyznaczano ich pozycję nad stropem łupków menilitowych służącym za poziom odniesienia oraz pobierano próbki do badań laboratoryjnych. Od każdego nowego punktu starano się prześledzić możliwie jak najdalej zasięg poziomu poszukiwanych skał. W poszukiwaniach skał diatomitowych zwrócono szczególną uwagę na warstwy krośnieńskie w jednostce skolskiej (gdzie je po raz pierwszy znaleziono — J. Kotlarczyk 1955), podczas gdy prace nad łupkami jasielskimi sprowadzały się głównie do Centralnej Depresji Karpackiej.

Prace laboratoryjne objęły wykonanie analiz chemicznych, szlifów mikroskopowych oraz szlamowanie próbek w celu znalezienia mikrofauny.

#### ŁUPKI JASIELSKIE

##### *Charakter litologiczny*

Pierwszy opis łupków jasielskich podał V. Uhlig (1883, 1888). Niektórzy z późniejszych badaczy uważali łupki jasielskie za lokalny poziom korelacyjny (Obtułowicz 1927, Strzetelski 1929, Krajewski 1933, Świdziński & Zwierzycki 1939, Świdziński 1947, Tokarski 1947 i inni). W pozostałych pracach opisujących warstwy krośnieńskie można napotkać jedynie luźne wzmianki o łupkach jasielskich. Szerszy opis tych skał przedstawił S. Jucha (1957, 1958), podając wyniki obserwacji opartych na badaniach polowych i laboratoryjnych. Z tego powodu autorzy ograniczą się do podania w tym miejscu jedynie skróconej ich charakterystyki.

Łupki jasielskie są zespołem warstewek wapiennych białych lub biało-popielatych z odcieniem brązowym, przeważnie doskonale lamino-

wanych, od kilku milimetrów do 10 cm grubości, oddzielonych od siebie osadami typu krośnieńskiego (pl. VI, fig. 1 i 2). Miąższość partii warstw krośnieńskich z tymi wtrąceniami jest zmienna, ale nie przekracza jednak 6 m (fig. 1).

W składzie mineralnym dominuje skrytokrystaliczna substancja wapienna (ponad 90%) z domieszką związków żelaza, substancji ilastej, de-

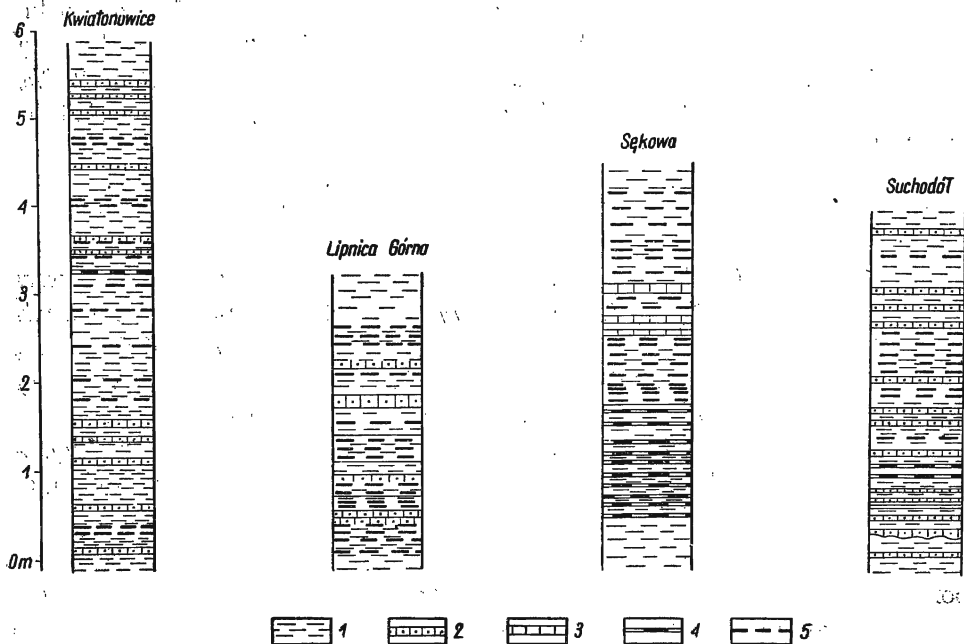


Fig. 1

Profile warstw krośnieńskich z wkładkami łupków jasielskich

- 1 szare łupki margliste, 2 piaskowce, 3 margle, 4 łupki jasielskie nielaminowane, 5 łupki jasielskie laminowane

Profiles of Krosno beds intercalated by Jasło shales

- 1 grey marly shales, 2 sandstones, 3 marls, 4 non-laminated Jasło shales, 5 laminated Jasło shales

trytusu roślinnego i rzadko materiału klastycznego (kwarc i muskowit). Prawie wszystkie odmiany drobnowarstwowane w odróżnieniu od nie-warstwowanych obfitują w szczątki roślinne i zwierzęce na kontakcie warstewek. Oprócz odcisków ryb występują także oznaczalne liście drzewa laurowego oraz bliżej nie określone fragmenty gałązek drzew i glony.

Utwory typu krośnieńskiego rozdzielające warstewki łupków jasielskich posiadają zmienny charakter litologiczny. Czasem są to piaskowce gruboławicowe z nieznaczną domieszką szarych łupków (np. Górki w synklinie Brzozowa), innym razem łupki wraz z piaskowcami cienko- i średnioławicowymi (okolice Jasła i Krosna), czy wreszcie łupki miejscami piaszczyste (np. okolice Gorlic). W tym ostatnim przypadku margle i łupki margliste typu krośnieńskiego, oddzielające poszczególne wkładki wapienne, zrastają się z nimi w jeden ok. 5 m grubości kompleks. Zjawisko to tłumaczą wyniki analizy chemicznej margli, które wykazują zbliżony do łupków jasielskich skład chemiczny:  $\text{CaCO}_3$  — 77,8%,  $\text{MgCO}_3$  — 2,8%,  $\text{SiO}_2$  — 10,08%. Reszta do 100%, ogólnie biorąc, przypada na substancje ilaste.

### *Zmiany facjalne w łupkach jasielskich*

Poprzednio (Jucha 1957) wydzielono trzy prawdopodobne poziomy łupków jasielskich (A, B, C), ale w wyniku dalszych prac terenowych skonstatowano, że w około 20 pełnych profilach warstw krośnieńskich, tworzą one jednorazowe wtrącenia. W 12-tu przekrojach przez warstwy krośnieńskie występują one wprawdzie również jednorazowo, ale sytuacja geologiczna jest tam skomplikowana przez tektonikę. Określenie wysokości położenia łupków jasielskich nad kompleksem menilitowym napotyka wtedy na trudności.

W trzech profilach warstw krośnieńskich nad dolnym — głównym poziomem łupków jasielskich (dawne poziomy A, B) pojawia się lokalnie rozwinięty nietypowy górny (dawny poziom C). Wskazuje na to sytuacja w przełomie Wisłoka pod Sieniawą i dalej na wschód w tym samym elemencie strukturalnym w Odrzechowej. Łupki jasielskie występują tam w dwu wyraźnych poziomach, w obrębie stropowej części warstw środkowo-krośnieńskich. Poziomy oddzielone są w Sieniawie około 130-metrowym, a w Odrzechowej 150-metrowym pakietem utworów złożonych z gruboławicowych (0,5 m) piaskowców marglistych, skorupowych, bardzo drobnoziarnistych z muskowitem i sieczką roślinną, warstwowanych przekątnie lub równolegle, tworzących około 30% zespołu warstw. Pozostałe około 70% przypada na szare łupki margliste i kilka wkładek około 0,5 m grubości ciemnobrązowych łupków marglistych. Dolny, a zarazem główny poziom łupków jasielskich składa się z kilkunastu parocentymetrowych wapiennych wkładek laminowanych i nielaminowanych, tworzących wtrącenia przeważnie w łupkach marglistych, kremowo-szarych, przegradzanych piaskowcami skorupowymi na przestrzeni 5 m. Poziom górny ma nieco inny charakter związany z tym, że łupki jasielskie nie wykazują tu żadnej laminacji, a prawie zawsze są „przyklejone“ do

spągowej powierzchni piaskowców. W kompleksie wspomnianych warstw około 5 m miąższości udało się wyróżnić kilkanaście ławiczek nie przekraczających 1 cm grubości.

Jedynym znanym przykładem lokalnego rozdwojenia głównego poziomu łupków jasielskich jest sytuacja w Górkach w synklinie Brzozowa. Łupki jasielskie odbiegają tu swym charakterem od wszystkich dotąd poznanych. Istnieją tam tylko dwie wkładki wapieni laminowanych grubości około 30 cm, oddzielone od siebie 80-metrowym kompleksem piaskowców gruboławicowych z nieznaczną domieszką szarych i brunatnych łupków marglistych. Pierwsza z nich pojawia się około 170 m nad stropem

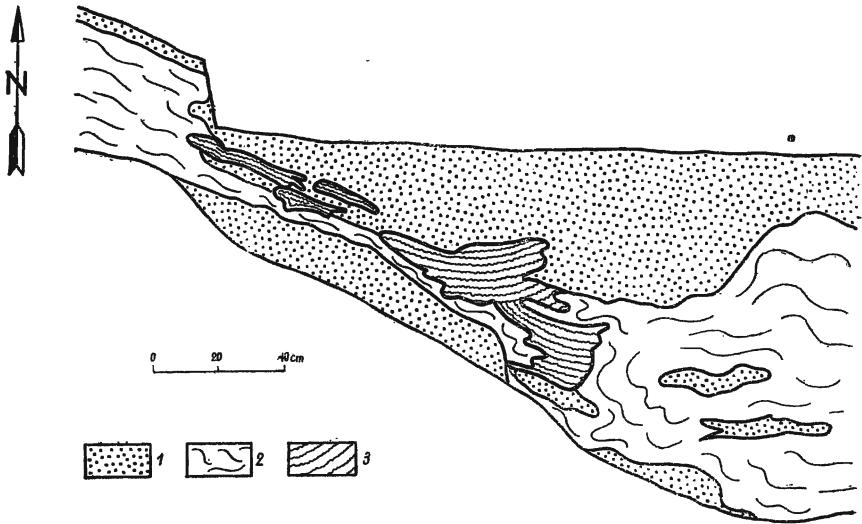


Fig. 2

Łupki jasielskie rozerwane sływem podwodnym po krótkim okresie diagenety. Warstwy stoją pionowo. Dno wkopu w Górkach koło Brzozowa (plan)

1 piaskowce gruboławicowe (krośnieńskie), 2 łupki margliste (krośnieńskie),  
3 łupki jasielskie

Jasło shales broken up by submarine slumping after a brief period of diagenesis. Beds vertically arranged. Bottom of excavation in Górkach near Brzozów (plan)

1 thick-bedded Krosno sandstones, 2 marly Krosno shales, 3 Jasło shales

serii menilitowej. Obydwa wtrącenia wapienne nie występują w formie ławic, ale tworzą nieregularne fragmenty porozrywane przez podwodne sływy (fig. 2). W całej serii warstw dolno-krośnieńskich, nawet powyżej młodszej wkładki łupków jasielskich spotyka się ławice lub buły ankerytowe i czarne łupki typu menilitowego. Zaznaczające się tekstury sły-

wowe w omówionym przypadku pozwalają przypuszczać, że łupki jasielskie mogą lokalnie zanikać facjalnie na skutek spływów podwodnych i rozmywania osadu wapiennego przez prądy denne.

W sąsiednich punktach w synklinie Brzozowa charakter łupków jasielskich jest już typowy, z tą jednak różnicą, że występują one na kontakcie warstw dolno- i górno-krośnieńskich, około 350 m nad stropem kompleksu menilitowego.

Niezależnie od charakteru towarzyszących łupkom warstw krośnieńskich, same łupki jasielskie nawet makroskopowo wykazują pewne różnice, polegające przede wszystkim na zmianie grubości i ilości wkładek (przeciętnie ok. 20), oraz na sposobie laminacji (fig. 1).

Biorąc pod uwagę sposób laminacji, można wydzielić trzy typy petrograficzne łupków jasielskich: drobnolaminowane, grubo- i niewyraźnie laminowane oraz nielaminowane. Wszystkie te trzy rodzaje łupków jasielskich występują równocześnie w większości poznanych punktów. Należy dodać, że stosunek ilościowy wtrąceń wapiennych drobnolaminowanych do pozostałych nie jest zawsze stały. Wskazują na to te profile warstw krośnieńskich, gdzie łupki jasielskie pojawiają się tylko w jednej odmianie (np. w Sobniowie — laminowane, a w Bziance czy w Zagórzcu — grubowarstwowane obok nielaminowanych).

#### *Łupki jasielskie a wapienie laminowane z serii menilitowej*

Według obowiązujących w naszej literaturze poglądów (Świdziński 1947 i in.) łupki jasielskie są osadem związanym wyłącznie z warstwami krośnieńskimi.

Ostatnio wysunięto pogląd (Szakin 1958) uznający wapienie smugowane (łupki jasielskie — przyp. autorów) z warstw krośnieńskich Centralnej Depresji Karpackiej za ekwiwalent wiekowy i facjalny wapieni laminowanych, rozwiniętych w stropowej części serii menilitowej (dolnej) Karpat skibowych. Ponieważ autorzy rozpatrują tę ewentualność w dalszej części artykułu, przytoczone zostaną w tym miejscu charakterystyczne cechy petrograficzne wapieni smugowanych i podkreślone własności wspólne i różniące je od łupków jasielskich.

Pośród zespołu wapieni i margli cienkoławicowych z serii menilitowej, a występujących bądź w jej stropie jak to ma miejsce w Karpatach skibowych, bądź w partii spągowej, rogowcowej jak to można zaobserwować w Centralnej Depresji, zwracają uwagę swym podobieństwem do łupków jasielskich niektóre odmiany laminowane. Niektóre z nich są wręcz identyczne z łupkami jasielskimi (Świdziński 1947, Jucha 1957). Ta sama u obu skał jest często grubość i charakter laminacji, czasem barwa,

która na ogół jest ciemniejsza u wapieni smugowanych. Istotne różnice polegają na mniejszej zawartości  $\text{CaCO}_3$  i równocześnie większym jego przekryształowaniu, większym procencie domieszek detrytycznych i ilastych oraz krzemionki w wapieniach smugowanych. Krzemionka świadczy wprawdzie o innym przebiegu diagenetyzacji łupków jasielskich i wapieni smugowanych, ale przyczyna tego nie musi tkwić w różnicy ich wieku, a zależy od rodzaju skał macierzystych (łupki margliste, rogowce i łupki krzemionkowe). Podobne różnice dotyczą odpowiedników odmian nielaminowanych.

### *Rozprzestrzenienie łupków jasielskich*

Badania wykonane w ostatnim okresie wykazały, że łupki jasielskie posiadają duży zasięg poziomy. Skały te poznane zostały przede wszystkim w Centralnej Depresji Karpackiej między Dunajcem a Sanem. Nieliczne punkty stwierdzono również w warstwach krośnieńskich jednostki podśląskiej w okolicach Ustrzyk Dolnych i w fałdach dukielskich (tabl. I). Nie zostały one dotychczas stwierdzone, ani też nie były sygnalizowane z warstw krośnieńskich Karpat skibowych na obszarze Polski.

W latach 30-tych H. Świdziński znalazł łupki jasielskie w Karpatach Rumuńskich w okolicy Kimpolungu (wiadomość ustna). Również S. Wdowiarz i S. Gucik (Jucha 1958) stwierdzili w 1957 roku obecność łupków jasielskich w warstwach krośnieńskich rumuńskich Karpat fliuszowych. Okazy tych skał, jak wykazały szczegółowe badania, nie różnią się niczym od laminowanych łupków jasielskich z opisywanego obszaru Centralnej Depresji. Na tej podstawie S. Jucha (op. cit.) wysunął przypuszczenie, że łupki jasielskie występują także na obszarze Zachodniej Ukrainy. Przypuszczenie to zostało ostatnio potwierdzone przez V. O. Šakina (1958).

Tak duże rozprzestrzenienie łupków jasielskich obejmujące Karpaty polskie, ukraińskie i rumuńskie (przebieg ok. 450 km długości) dowodzi dużej stałości facjalnej tych utworów.

### *Łupki jasielskie jako poziom korelacyjny*

Zastanawiający jest stosunek tych skał do wydzielanych kompleksów litologicznych w warstwach krośnieńskich. Polega on na tym, że w jednym profilu warstw krośnieńskich wtrącenia wapienne pojawiają się tylko w dolnym oddziale, w innym tylko w środkowym, czy wreszcie tylko w górnym. Jak wykazały badania autorów, najwyższe położenie nad stropem serii menilitowej zajmują łupki jasielskie w osiowej strefie Centralnej Depresji Karpackiej (linia Gorlice-Mokre), tworząc wtrącenia w warstwach górno-krośnieńskich. Idąc w kierunku północnym ku na-

sunięciu czarnorzeckiemu pojawiają się one wśród warstw środkowo-krośnieńskich<sup>2</sup> (linia Biecz, Krosno, Sanok) i wreszcie można je obserwować w piaskowcowej facji warstw dolno-krośnieńskich w synklinie Siedlisk koło Tuchowa, w synklinie Brzozowa i w południowym skrzydle fałdu Międzybrodzia.

Jednorazowe występowanie głównego poziomu łupków jasielskich w otoczeniu zmieniających się facjalnie utworów krośnieńskich w szeregu kompletnych profilów, nasuwa wniosek o jednoczasowym powstaniu tego osadu wapiennego. Drugim zjawiskiem, które przemawia również za tym, jest prawie identyczny charakter petrograficzny i skład chemiczny próbek okazów pobranych z różnych punktów, oddalonych od siebie nawet o setki kilometrów. Stałość ta uwydatnia się specjalnie w badaniach mikroskopowych.

Omówione powyżej cechy łupków jasielskich, a także ich duży zasięg poziomy, łatwość śledzenia ich w terenie oraz geneza kwalifikują te utwory jako poziom korelacyjny<sup>3</sup>.

#### *Geneza łupków jasielskich*

Trudno dziś jeszcze dać pełne i ostateczne wytłumaczenie powstania łupków jasielskich. Prawdopodobnie jednak dalsze badania potwierdzą wysuniętą niżej hipotezę chemicznego pochodzenia skały<sup>4</sup>. Podstawowym składnikiem łupków jasielskich jest węglan wapnia, występujący w postaci słabo przekrystalizowanego mułu wapiennego. Część substancji wapnistej związana jest w skorupkach globigeryn, skalotwórcza rola otwornic jest jednak znikoma (1% objętości skały). Również domieszka ziarn kwarcu, groniastego pirytu, substancji ilastej i bitumicznej jest bardzo mała (1-2% objętości skały). Z obrazu mikroskopowego wynika, że węglan wapnia nie został osadzony w formie klastycznej lecz sedymentował na drodze chemicznej. Źródła substancji węglanowej należy szukać w basenie sedymentacyjnym warstw krośnieńskich, który był nasycony solami wapnia. Jak podaje Obuchowicz (1957), zawartość CaCO<sub>3</sub> w warstwach krośnieńskich wynosi średnio 35% i utrzymuje się w całym profilu pionowym. Musiała zaistnieć jednak jakaś przyczyna powodująca nagłe i jednorazowe wytrącenie się substancji wapnistej na ogromnej przestrzeni (zbliżonej do dzisiejszego zasięgu łupków jasielskich). Przyczyną tą mogła być zmiana pH i Eh, zmiana ciśnienia parcjalnego CO<sub>2</sub> itp. Sedymentacja wapieni odbywała się w czasie normalnej sedymentacji utworów kla-

<sup>2</sup> Stwierdził to również prof. A. Tokarski — informacja ustna.

<sup>3</sup> Podobny pogląd wypowiadali wielokrotnie w dyskusji prof. H. Świdziński, prof. A. Tokarski i prof. S. Wdowiarz.

<sup>4</sup> Podobną myśl wysunął uprzednio Z. Obuchowicz (1957).



stycznych, jak o tym świadczą cieńsze i grubsze wkładki piaskowców i łupków, rozdzielające ławiczki łupków jasielskich oraz równoległa laminacja o charakterze pierwotnym. Laminacja podkreślona jest obecnością detrytusu organicznego, mineralnego, i pirytu. Można stąd sądzić, że osad wapienny, w przeciwieństwie do utworów typu krośnieńskiego, sprzyjał zachowaniu się szczątków organicznych w postaci szkieletów ryb i odrostów roślin.

#### DIATOMIT Z LESZCZAWKI

##### *Charakter litologiczny*

Szczegółowe opisy litologiczne diatomitów są częściowo zawarte w poprzednich pracach (Kotlarczyk 1955b, 1958a, 1958b) i będą w dalszym ciągu przedmiotem specjalnych opracowań. Na tym miejscu pragniemy zwrócić uwagę na specjalne cechy skał diatomitowych, będących nieco zdiagenezowaną i złupkowaną odmianą ziemi okrzemkowej.

Diatomity tworzą w obrębie wyższej części warstw krośnieńskich Karpat Przemyskich dwie serie (serie w znaczeniu litologicznym), o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów w odstępach kilkusetmetrowym. Seria wyższa stanowi najmłodsze osady fliszowe w tym rejonie Karpat skibowych. Obie serie diatomitowe osiągają najpełniejszy rozwój w synklinie Nozdrza-Leszczawki-Trzcianca (tabl. I i fig. 3). Serie te zbudowane są z tych samych elementów litologicznych — diatomitów różnych odmian, łupków ilastych, piaskowców wapnistych i niewapnistych, rogowców, oligonitów i tufów, przy czym seria górna jest bogatsza w pakiety piaskowcowe. W spągu obu serii leży 1-2 m pakiet twardych łupków krzemionkowych, rogowcowatych lub zespół kilku ławiczek brązowych rogowców (fig. 3). Mimo tej ostro makroskopowo wyrażonej granicy spągowej, istnieje stopniowe przejście do niżej leżących warstw krośnieńskich. Przejście odbywa się na przestrzeni kilku, miejscami kilkudziesięciu metrów i polega na stopniowym eliminowaniu w kierunku serii diatomitowej krośnieńskich łupków marglistych przez ilaste łupki krzemionkowe (niekiedy ze szczątkami ryb) i piaskowców wapnistych przez niewapniste. W podobny sposób dolna seria diatomitowa przechodzi w warstwy krośnieńskie w odwrotnym kierunku, tzn. ku górze.

Głównym składnikiem (dochodzącym do 99%) serii diatomitowej są grubołupe diatomity barwy jasnobrązowej (pl. VII, fig. 1), czasem kremowo-białej, zawierające domieszki substancji ilastej, oraz w rozmaitej ilości detrytus mineralny i zwierzęcy. Możemy wśród nich wyróżnić szereg odmian od porowatych — po rogowcowate.

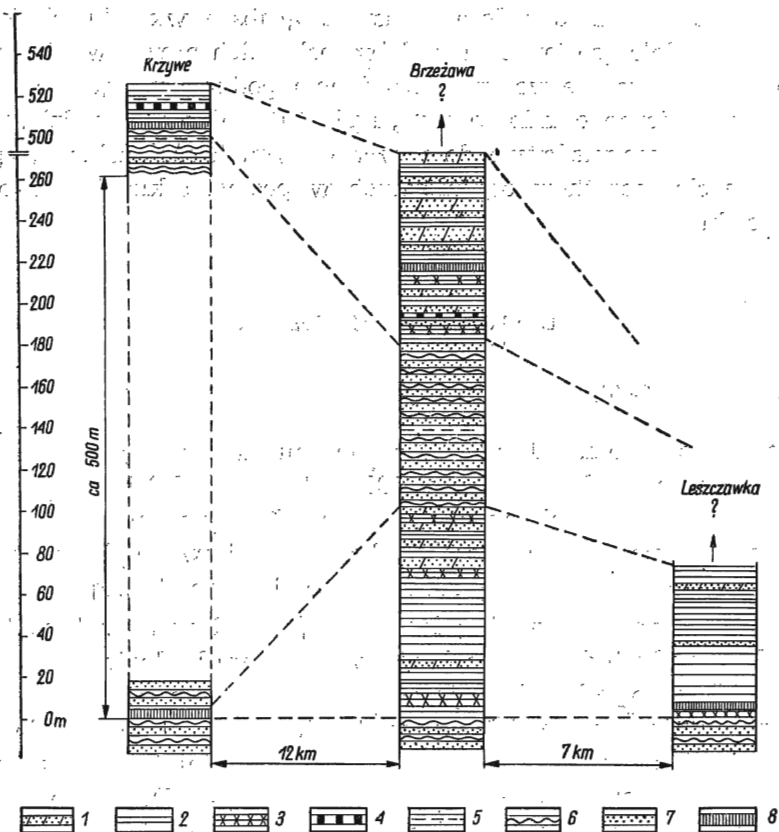


Fig. 3

Profile litologiczne serii diatomitowych w synklinie Dydnia (Krzywe) i w synklinie Leszczawki (Brzezawa-Leszczawka). Obie serie diatomitowe wykazują zmiany miąższości i składu litologicznego

1 piaskowce niewapniste, 2 diatomity, 3 łupki rogowcowate, 4 rogowce, 5 łupki ilaste niewapniste, 6 łupki margliste (krośnieńskie), 7 piaskowce wapniste krośnieńskie, 8 tufy

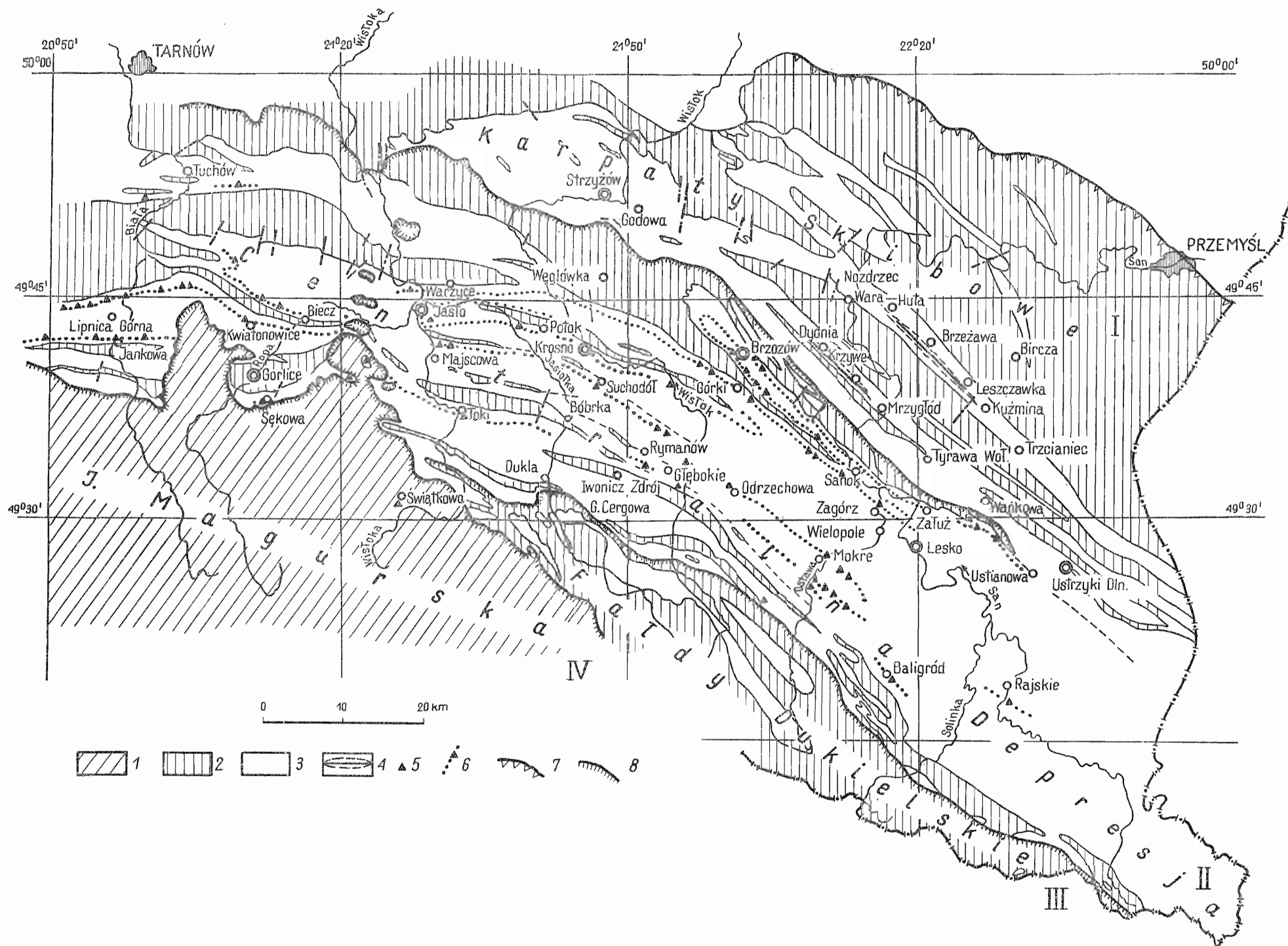
Lithological profiles of diatomite series in the syncline of Dydnia (Krzywe) and Leszczawka (Brzezawa-Leszczawka). Both diatomite series show changes of thickness and lithology

1 non-calcareous sandstones, 2 diatomites, 3 cherty shales, 4 cherts, 5 non-calcareous argillaceous shales, 6 marly Krosno shales, 7 calcareous Krosno sandstones, 8 tuffs

Drugim co do ilości ważnym składnikiem są piaskowce niewapniste grubo- i średnioławicowe, brązowo-szare, nielaminowane, miejscami mające charakter „skamieniałego błota”. Trafiają się również niewapniste

Mapa rozmieszczenia diatomitów i łupków jasielskich w Karpatach Środkowych  
(geologia wg H. Świdzińskiego)

Distribution of diatomites and Jasło shales in the Central Carpathians  
(geology after H. Świdziński)



1 seria magurska, 2 utwory starsze od warstw krośnieńskich, 3 warstwy krośnieńskie, 4 diatomity, 5 wystąpienia łupków jasielskich, 6 zinterpretowany przebieg wychodni łupków jasielskich, 7 brzeg Karpat, 8 główne nasunięcia

1 Magura series, 2 deposits older than Krosno beds, 3 Krosno beds, 4 diatomites, 5 occurrence of Jasło shales, 6 interpreted course of Jasło shales exposures, 7 margin of Carpathians, 8 major overthrusts. I "Skiba" Carpathians (Skole Unit), II Central Depression, III Dukla Folds, IV Magura Unit

piaskowce i aleuryty cienkoławicowe barwy popielatej. Piaskowce cienkoławicowe typu krośnińskiego spotyka się rzadko.

Między ławicami piaskowców, a także wśród diatomitów występują cienkie wkładki łupków ilastych lub ilasto-krzemionkowych, brązowych, popielatych i zielonych, nie przekraczające kilkudziesięciu centymetrów grubości.

Podrzednie w różnych partiach serii diatomitowych występują brązowe, cienkie, 3-5-centymetrowe rogowce, wyklinowujące się soczewkowato, jak również tej grubości soczewki popielatych oligonitów.

Popielato zielonkawe tufy występują w ławiczkach od kilkunastu centymetrów do metra grubości, w spągowych partiach obu serii diatomitowych — Leszczawka, Brzeżawa, Krzywe jak również w obrębie tych serii — Huta, Krzywe (fig. 3). Makroskopowo tufy niczym nie różnią się od piaskowców niewapnistych i za te ostatnie były do niedawna uważane.

### *Rozprzestrzenienie*

Obecnie znamy wystąpienia diatomitów w synklinie Nozdrzca-Leszczawki-Trzcianca oraz w synklinie Dydni-Tyrawy Wołoskiej (tabl. I). W obu przypadkach wykształcone są, choć niejednakowo, dwie serie diatomitowe. Tworzą one jądrowe partie obu wyżej wymienionych synklin, przy czym górna seria diatomitowa zachowała się w miejscach największej depresji podłużnych osi łęków. Z tego powodu seria ta ma mniejszy zasięg poziomy niż dolna.

W synklinie Leszczawki wychodnie dolnej serii diatomitowej ciągną się w obu skrzydłach na długości 17 km między Hutą na NW a Kuźminą na SE. Długość wychodni serii górnej wynosi około 6 km.

W synklinie Dydni dolna seria znana jest dotąd z jednego punktu. Należy przypuszczać, że ze względu na redukcje tektoniczne pd.-zachodniego skrzydła synkliny, wychodnie tej serii będzie można prześledzić tylko w skrzydle pn.-wschodnim. Górna seria diatomitowa wypełniająca jądro łęku ciągnie się na długości ok. 10 km w rejonie Dydni i Krzywego. Wydaje się, że śladem dolnej serii diatomitowej w tej synklinie, ale w rejonie Tyrawy Wołoskiej, są znalezione i wskazane uprzejmie przez mgr F. Szymakowską skały, które J. Kotlarczyk określił jako tufy (pl. VII, fig. 2). Ponieważ tufy ocalały tu przed erozją znajdując się w samym jądrze łęku, prawdopodobieństwo przynależności ich do jakiejś wyżej leżącej, a zdartej serii diatomitowej nie może być odrzucone.

Poza wymienionymi synklinami występują w podobnej sytuacji w okolicach Strzyżowa (tabl. I) łupki brązowe, krzemionkowo-ilaste. Można by je uznać za odpowiednik dolnej serii diatomitowej (Kotlarczyk

1958b). Nad tymi łupkami widać tylko dolną część kompleksu krośnieńskiego, przedzielającego serie diatomitowe. Wyższa część tego kompleksu i ewentualna górna seria diatomitowa zostały przykryte przez nasunięte od południa jednostki śląskie.

### *Serie diatomitowe jako poziomy korelacyjne*

Na podstawie badań terenowych stwierdzono, że obie serie diatomitowe zajmują rozmaite położenie względem stropu łupków menilitowych w omawianych synklinach. Jednakże można udowodnić równoczesne powstanie każdej serii w różnych obecnie jednostkach strukturalnych. Innymi słowy można przeprowadzić korelację poszczególnych wystąpień serii diatomitowych.

Za równoczesnością przemawiają:

1. podobieństwo litologiczne serii diatomitowych w obu synklinach;
2. sposób powstania serii diatomitowych. Tak wielkie masy okręmków mogły rozwinąć się i osadzić tylko w jakichś specyficznych i nagle powstałych w basenie sedymentacyjnym warunkach, jak dopływ krzemionki, zmiana zasolenia wody itp. Oczywiście ta zmiana warunków musiała wystąpić równocześnie na tak bliskich sobie obszarach dzisiejszych synklin i wywołać podobny skutek;
3. pozycja stratygraficzna serii diatomitowych — najwyższa w profilach obu synklin<sup>5</sup>. Jeżeli na diatomitach górnej serii kończy się sedymentacja fliszu, to trzeba przyjąć, że to zakończenie czy przerwanie sedymentacji musiało nastąpić równocześnie w punktach oddalonych od siebie zaledwie o kilkanaście kilometrów. Stąd wniosek, że skały osadzone przed przerwaniem sedymentacji są równowiekowe;
4. dwoistość serii diatomitowych w obu synklinach. Świadczy ona o podobnej historii rozwoju osadów krzemkowych i ułatwia ich paralelizację.

Możemy więc mówić o dolnym korelacyjnym poziomie diatomitowym *sensu stricto* (dolna seria diatomitowa) i górnym korelacyjnym poziomie diatomitowym *sensu stricto* (górna seria diatomitowa). Biorąc zaś oba poziomy i rozdzielający je pakiet warstw krośnieńskich jako całość, możemy mówić o poziomie diatomitowym *sensu lato*.

Dzięki obecności rogowców i łupków krzemionkowych, które tworzą w morfologii grzędy, a w zwietrzelinie łatwo są widoczne, poziomy diato-

<sup>5</sup> Ewentualnym oponentom podnoszącym zarzut, że młodsze warstwy mogły ulec zerodowaniu, chcemy odpowiedzieć, że musiały to być jakiś szczególny przypadek, ażeby erozja zatrzymała się akurat na górnej serii diatomitowej, mimo różnej w obu przypadkach pozycji tej serii nad stropem łupków menilitowych. Niemniej uwzględniając i tę ewentualność, wystarczy pozostałych argumentów, by uzasadnić znaczenie serii diatomitowych jako poziomów korelacyjnych.

mitowe można śledzić z łatwością. Przy pewnej wprawie można je łatwo odróżnić od utworów menilitowych, a w przypadkach wątpliwych płytki cienkie szybko sprawę rozstrzygną.

Skłania to autorów do uznania poziomów diatomitowych za horyzonty korelacyjne spełniające wymogi kryteriów stratygraficznych.

#### *Zmiany facjalne poziomów diatomitowych*

Serie diatomitowe podlegają znacznym zmianom facjalnym we wszystkich kierunkach. Zmiany te można obserwować w poszczególnych odkrywkach (fig. 4), w poprzecznych przekrojach przez synklinę, wzdłuż

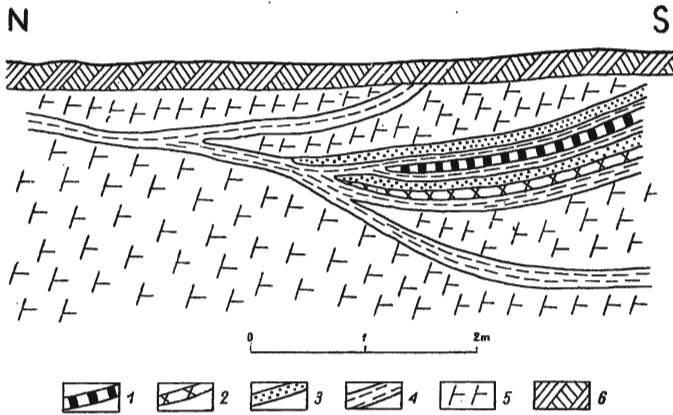


Fig. 4

Odkrywka spągowej części dolnej serii diatomitowej w Leszczawce k. kuźni. Widoczne duże zmiany facjalne na niewielkiej przestrzeni

1 rogowce, 2 oligonity, 3 piaskowce, 4 łupki ilaste, 5 diatomity piaszczyste, 6 gleba

Outcrop of the basal part of the lower diatomite series in Leszczawka near the smithy. Important facial changes over a small area

1 cherts, 2 oligonites, 3 sandstones, 4 argillaceous shales, 5 arenaceous diatomites, 6 soil

podłużnych osi łęków i wreszcie w różnych jednostkach tektonicznych (fig. 3). Zmiany polegają głównie na wzajemnym zastępowaniu się poszczególnych typów diatomitów między sobą, a także diatomitów z piaskowcami niewapnistymi, a w mniejszym stopniu na zamianie z innymi

elementami litologicznymi. I tak np. dolny poziom diatomitowy wykazuje nabrzmiewanie pojedynczych wkładek piaskowców do grubych pakietów wzdłuż osi synkliny Leszczawki, w kierunku Brzeżawy. Następuje wskutek tego rozszczepienie jednolitego kompleksu diatomitowego na szereg cienkich.

Inny przykład: najłżejsze i najbardziej porowate typy diatomitów w największej masie występują w dolnej serii diatomitowej w rejonie Leszczawki. W stronę pn.-zachodnią stopniowo zanikają one przechodząc w odmiany brązowe, mało porowate a nawet ilaste (Huta). W tej synklinie i w tej samej serii odmiany białych cienkoławicowych diatomitów o zlewnym przełamie „porcelanowym“ występują tylko w rejonie Huty.

Najbardziej stałym poziomem jest spągowy kompleks rogowców i łupków rogowcowatych. Jednak i tu widać pewne różnice jak np. szczególnie dobrze rozwinięte zespoły rogowców w górnej serii diatomitowej w Krzywem, gdzie brak ich zupełnie w serii dolnej.

Zmiany dotyczą również całkowitej miąższości serii diatomitowych, np. dolna seria diatomitowa w Leszczawce ma miąższość 30-80 m, w Brzeżawie 100 m, a w Krzywem tylko kilka metrów (fig. 3). Mamy tu zatem do czynienia z zastępowaniem serii diatomitowej jako całości przez warstwy krośnieńskie.

Wszystkie te zmiany nie prowadzą jednak do zatracenia swoistego piętna serii diatomitowych. W jednym może przypadku wykształcenie dolnej serii diatomitowej odbiega od ogólnego obrazu — mianowicie w Krzywem kilkumetrowy pakiet składa się tylko z tufów i łupków ilastych zawierających okrzemki. Obserwujemy zatem cienienie dolnej serii diatomitowej z równoczesnym zanikaniem utworów organogenicznych w kierunku południowym od synkliny Leszczawki. Można to wytłumaczyć zmianą warunków sedymentacyjnych wywołaną zwiększaniem się głębokości basenu w tym kierunku. W głębszej bowiem części basenu panowały mniej sprzyjające warunki dla rozwoju okrzemek (por. rozdział geneza diatomitów), a sedymentacja warstw krośnieńskich, przebiegająca szybciej, utrudniała wykształcenie pełnej serii diatomitowej. O tym ostatnim zjawisku świadczy powstanie około 500-metrowego kompleksu utworów krośnieńskich przedzielających dolną i górną serię diatomitową w Krzywem, podczas gdy w synklinie Leszczawki seria ta liczy tylko 100 m.

### *Geneza diatomitów*

Wydaje się, że możemy już obecnie odpowiedzieć na pytanie kiedy, dlaczego i gdzie osadził się diatomit z Leszczawki.

Omawiany diatomit, a zwłaszcza jego bardziej porowate odmiany, jest typową skałą organogeniczną. Panczerzyki okrzemek zajmują do 65%

objętości skały (pl. VIII, fig. 1 i 2). Wśród licznych gatunków występują, zwłaszcza w spągowych partiach serii, przedstawiciele klasy Pennatae, która — jak podaje A. N. Krištofovič (1957) — pojawiła się dopiero w oligocenie i największy rozkwit osiągnęła w miocenie. Można by więc na tej podstawie określić dolną granicę wiekową powstania diatomitów z Leszczawki na pewny oligocen, przy czym ze względu na masowe występowanie tych form w naszym przypadku, można zaryzykować przypuszczenie, że sedymentacja diatomitów przetrwała do dolnego miocenu.

Obecność wkładek tufowych w seriach diatomitowych Leszczawki (Kotlarczyk) i Krzywego (Wieser), jak również występowanie elementów piroklastycznych w piaskowcach serii diatomitowych i w samych diatomitach (Kotlarczyk 1955b), pozwala wiązać genezę diatomitów z pojawieniem się w basenie sedymentacyjnym krzemionki pochodzenia wulkanicznego. Te liparytowe tufy należałoby wiązać z wylewami law liparytowych Karpat Wewnętrznych, których pierwsza faza miała nastąpić według M. Kuthana (1948) w okresie od górnego oligocenu po burdygał. Uzyskanoby w ten sposób potwierdzenie granic wiekowych serii diatomitowych, a tym samym wieku najmłodszych osadów krośnieńskich (górnego oligocenu — dolny miocen); nie można jednak odrzucać możliwości pochodzenia krzemionki opalowej potrzebnej do budowy pancerzyków okrzemek, z rozkładu substancji ilastych, na co zwrócił już uwagę J. Murray (fide M. V. Klenova 1948, p. 168). Tym bardziej nie należy odrzucać tej ewentualności, gdyż okrzemki związane są z facją łupków krzemionkowo-ilastych i w historii Karpat pojawiły się w osadach menilitowych (Filipescu 1930, Pokorny 1947, Gaweł 1951, Kuźniar 1952, Kamiński & Tokarski 1958, Kotlarczyk 1958a).

Pozostaje odpowiedzieć na trzecie pytanie — w jakim środowisku powstały diatomity. Otóż ostatnio utrzymuje się w literaturze pogląd (Breile 1956), że najkorzystniejsze warunki rozwoju i osadzania się okrzemek istnieją w strefach litoralnych. Wydaje się więc, że olbrzymie masy okrzemek wchodzących w skład diatomitu z Leszczawki osadzały się w środowisku płytkim, niezbyt odległym od brzegu. Utwierdza nas w tym przekonaniu również obecność wspomnianych form z klasy Pennatae, występujących w strefach litoralnych (Proškina & Lavrenko 1955).

Prawdopodobnie diatomity osadziły się wzdłuż całego północnego i wschodniego brzegu basenu sedymentacyjnego warstw krośnieńskich o czym świadczy ich występowanie w podobnej sytuacji stratygraficznej w Rumunii (Onescu 1951). Dzisiejszy obraz rozmieszczenia diatomitów jest wynikiem erozji, która zniszczyła te najmłodsze utwory fliszu karpackiego na znacznych obszarach, a także być może małego stopnia ich poznania, zwłaszcza w rejonie Karpat Wschodnich.



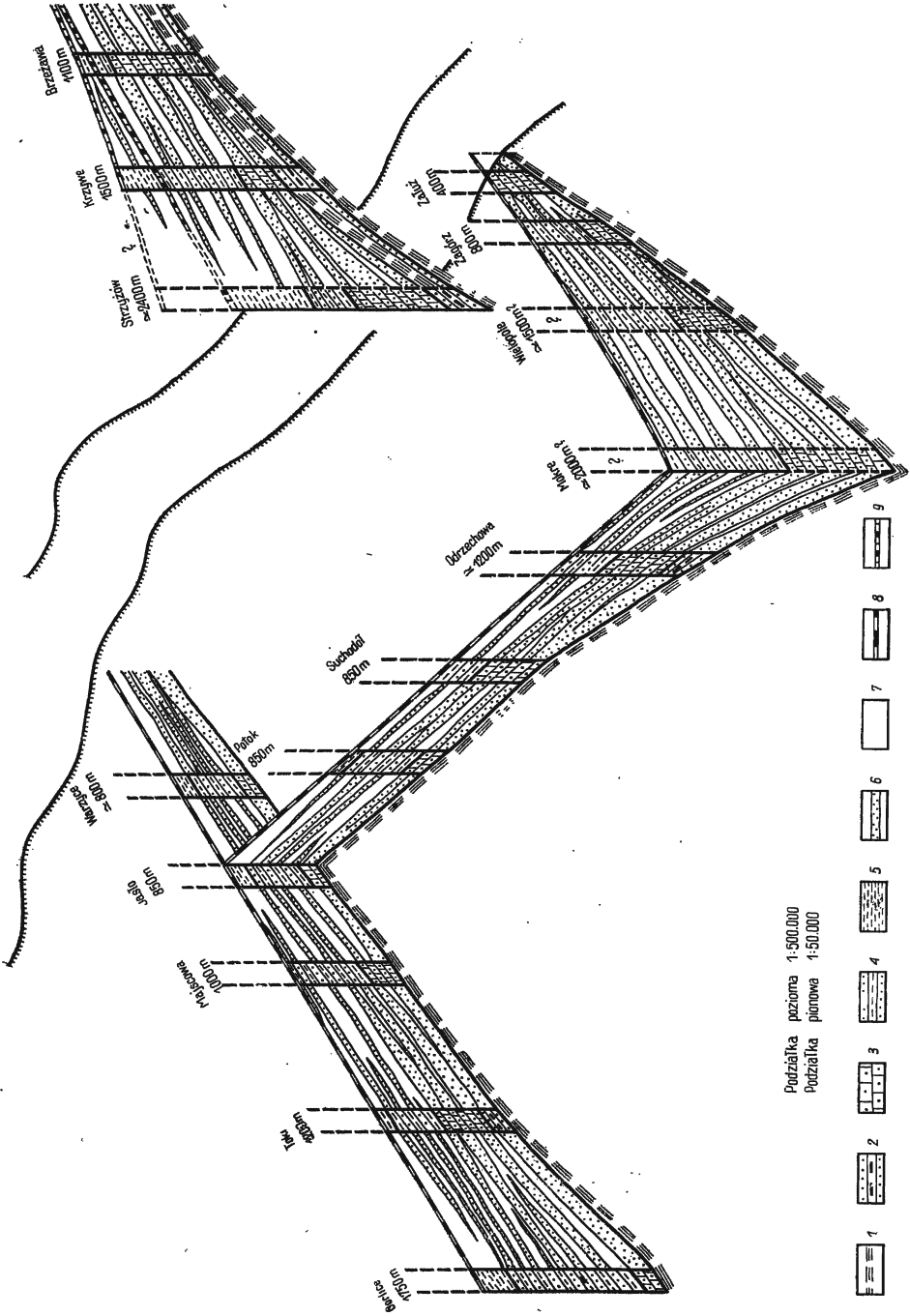


Fig. 5

NOWE POZIOMY KORELACYJNE A PROBLEM ZMIAN FACJALNYCH  
W WARSTWACH KROŚNIEŃSKICH

Uznanie łupków jasielskich i diatomitów za poziomy korelacyjne prowadzi do bardzo ciekawych wniosków stratygraficznych oraz stawia problem zmian facjalnych w warstwach krośnieńskich w zupełnie nowym świetle.

Jak widać na przekrojach basenów sedymentacyjnych warstw krośnieńskich (fig. 5), łupki jasielskie i diatomity zajmują rozmaite położenie nad stropem łupków menilitowych w różnych częściach basenu, a także występują wśród różnych zespołów litologicznych warstw krośnieńskich. Oba te zjawiska postaramy się omówić szczegółowo i w miarę możliwości wytłumaczyć.

Patrząc na obszar występowania warstw krośnieńskich w rejonie Centralnej Depresji, widzimy szczególną prawidłowość w zmianie położenia poziomu łupków jasielskich nad stropem serii menilitowej, polegającą na stałym zmniejszaniu się tej wysokości w kierunku północnym. W podobny sposób zachowuje się poziom diatomitowy w rejonie Karpat skibowych. To wyklinowywanie się jak gdyby warstw krośnieńskich, ujętych w kleszcze łupków menilitowych i opisywanych poziomów korelacyjnych, jest widoczne na przekrojach (fig. 5). Należy tu nadmienić, że ujęte w ten sposób warstwy krośnieńskie w obu jednostkach tektonicznych nie są równoważne wiekowo, gdyż obydwie poziomy powstały w różnym czasie, przy czym diatomity są osadem znacznie młodszym. Stosunek obu poziomów zostanie omówiony w następnym rozdziale.

Charakter tych zmian może być przedstawiony przede wszystkim w rzucie poziomym, dlatego autorzy pokusili się o sporządzenie mapy

Fig. 5

Przekroje przez baseny sedymentacyjne warstw krośnieńskich — północny (skibowy) i południowy (centralny). Widoczna tendencja do wzrostu miąższości warstw krośnieńskich pod poziomami przewodnimi w kierunku południowym. Poziomy przewodnie ścinają ukośnie rozmaite pod względem litologicznym kompleksy warstw krośnieńskich

1 seria menilitowa, 2 warstwy krośnieńskie „przejściowe“, 3 w-wy krośnieńskie dolne, 4 w-wy krośnieńskie środkowe, 5 w-wy krośnieńskie górne, 6 piaskowce, 7 szare łupki margliste, 8 łupki jasielskie, 9 utwory diatomitowe

Sections of the northern (Skole Unit) and southern (central) sedimentation basins of the Krosno beds. Tendency to increased thickness of Krosno beds below the index horizons, in a southern direction. Index horizons obliquely shear off lithologically differentiated Krosno beds

1 menilite beds, 2 “passage“ Krosno beds, 3 lower Krosno beds, 4 middle Krosno beds, 5 upper Krosno beds, 6 sandstones, 7 grey marly shales, 8 Jasło shales, 9 diatomite deposits

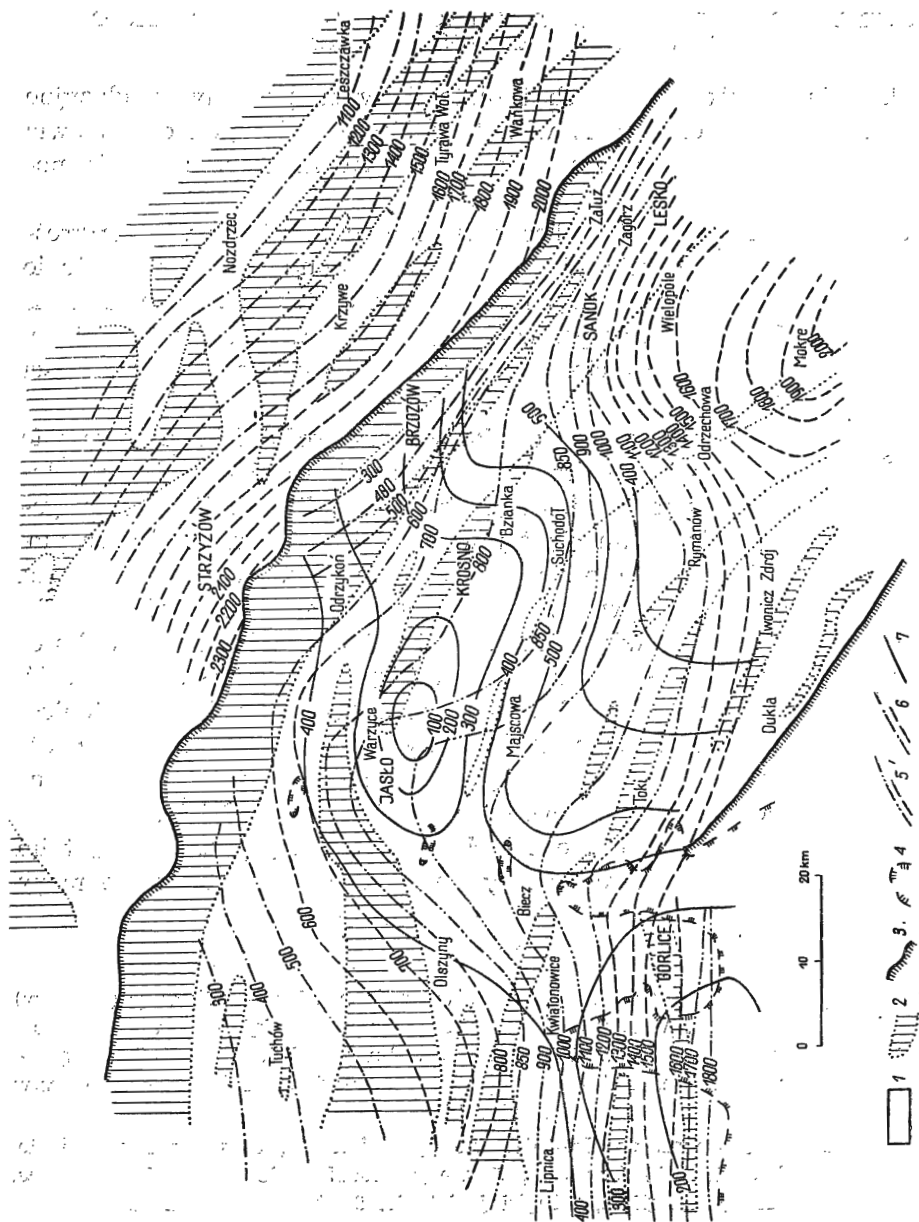


Fig. 6

izopachytowej wydzielonych kompleksów warstw krośnieńskich (fig. 6). Równoczesne posłużenie się tą mapą i przekrojami ułatwi znacznie autorom przekazanie swych myśli.

### *Opis i interpretacja mapy izopachytowej*

Wszelkie zmiany zachodzące w warstwach krośnieńskich należy rozpatrywać w konturach pierwotnego basenu. Wobec tego pierwszym etapem sporządzenia mapy izopachytowej było rozprostowanie dzisiejszych fałdów, zniekształcających obraz paleogeograficzny. W tym celu „rozciągnięto” fałdy posługując się przekrojami H. Świdzińskiego przez Karpaty wzdłuż linii Tuchów-Stróże, Strzyżów-Dukla i Bircza-Baligród. W przypadku Centralnej Depresji dokonano tego poczynając od brzegu nasunięcia węglowiecko-czarnorzeckiego w kierunku południowym, prostopadle do osi fałdów (zaznaczonych na mapie izopachytowej). Ponieważ rozprostowaniu musiały ulec również fałdy pod nasuniętymi półwyspami tektonicznymi Harkłowej i Łużnej, a równocześnie zaznaczyć chcieliśmy zasięg płaszczowiny magurskiej w tym rejonie, zarys wymienionych półwyspów uległ odpowiednim zniekształceniom. Ze względu na małą ilość danych pominięto na razie obszar fałdów dukielskich. Struktury Karpat skibowych wyprostowano podobnie, ale w kierunku pn.-wschodnim od granicy nasunięcia. Ze względu na brak dokładniejszych danych co do wielkości amplitudy nasunięcia wzdłuż całego jego przebiegu, rozprostowano tylko widoczne na powierzchni fałdy omawianej jednostki. W wyniku tego otrzymano niekompletny obraz regionu skibowego i zniekształcone nieco, zwłaszcza w części zachodniej, przebiegi osi fałdów.

Fig. 6

Mapa izopachytowa wydzielonych kompleksów warstw krośnieńskich pod przewodnimi horyzontami łupków jasielskich i diatomitów

1 warstwy krośnieńskie, 2 zarysy rozprostowanych struktur tektonicznych, 3 główne nasunięcia, 4 zarysy nasuniętej serii magurskiej, 5 stwierdzony i przypuszczalny przebieg izopachyt warstw krośnieńskich pod poziomem łupków jasielskich, 6 stwierdzony i przypuszczalny przebieg izopachyt warstw krośnieńskich pod utworami diatomitowymi (region skolski), 7 izopachyty warstw krośnieńskich dolnych w facji piaskowców gruboławicowych

Isopachous map of Krosno beds below index horizons of Jasło shales and diatomites

1 Krosno beds, 2 outlines of “unfolded” structures, 3 major overthrust, 4 contours of the overthrust Magura series, 5 ascertained and hypothetical course of Krosno beds isopachytes below the Jasło shales horizon, 6 ascertained and hypothetical course of Krosno beds isopachytes below diatomite deposits (Skole region), 7 Lower Krosno beds isopachytes in facies of thick-bedded sandstones

Na otrzymany obraz naniesiono w rejonie Centralnej Depresji dwadzieścia punktów ze znanym położeniem łupków jasielskich nad serią menilitową. W regionie skibowym uwzględniono pozycję dolnej serii diatomitowej nad stropem łupków menilitowych w synklinie Leszczawki (wzdłuż całej wychodni), w synklinie Dydni, oraz wzięto pod uwagę sytuację tufów z Tyrawy Wołoskiej i łupków krzemionkowych z okolic Strzyżowa. Na podstawie naniesionych punktów wyznaczono na mapie, stosując interpolację, przebieg linii równych miąższości (izopachyt) wydzielonych kompleksów warstw krośnieńskich, przyjmując za moduł 100 m.

Na nieznanym obszarze Centralnej Depresji udało się wykreślić dodatkowo izolinie miąższości warstw dolno-krośnieńskich w facji piaskowców gruboławicowych.

Otrzymany obraz warstwiczny pozwala na dokładne prześledzenie charakteru zmian miąższości warstw krośnieńskich. Omówione zostaną kolejno obie jednostki.

#### a) Centralna Depresja.

Obserwujemy tu w południowej jej części maksymalne miąższości (ok. 1800 m) wydzielonego kompleksu (fig. 6). Równoleżnikowy prawie układ izopachyt wskazuje na podobny przebieg osi basenu (linia Gorlice-Mokre), zanurzającej się nieco w kierunku wschodnim. Na północ od tej osi miąższości warstw krośnieńskich pod łupkami jasielskimi maleją do około 300 m w rejonie nasunięcia, jednakże w różnych częściach zmiana ta następuje niejednakowo. I tak na zachodzie miąższości szybko maleją, aż po fałd Biecza (850 m), dalej ku północy spadek miąższości jest bardzo powolny, aż po linię około 300 m w okolicy Tuchowa. W podobny sposób następuje zmiana miąższości na południku Krosna, odmiennie zaś na południkach Jasła i Sanoka. W rejonie Jasła obserwujemy wyraźne wygięcie się izolinii w kierunku północnym, z którego wynika równomierne stałe zmniejszanie miąższości. Na wschód od południka Krosna izopachyty wyginają się esowato ku północy, przy czym w rejonie Leska następuje bardzo nagle zmniejszenie się miąższości. Omówione odstępstwa od równoległego przebiegu warstw świadczą o istnieniu w skłonie basenu poprzecznych, ciągle obniżających się rynien, w których osadzały się większe ilości materiału (np. w rynnach Jasła). Natomiast w okolicach Tuchowa i Krosna, gdzie przebieg izopachyt wskazuje na pewne utrzymywanie się stałych i niezbyt dużych miąższości, mielibyśmy do czynienia z łagodniejszymi skłonami sztywniejszych partii dna. Poprzeczne depresje dna w rejonie Jasła uzasadniałyby w pewnym stopniu największy w tym miejscu zasięg płaszczowiny magurskiej w kierunku północnym.

Przebieg linii równych miąższości daje jasny obraz zmian zachodzących w warstwach krośnieńskich, starszych od poziomu łupków jasielskich i wymownie sugeruje konieczność wprowadzenia ładu (lub wału) na zachód od Sanoka (kordyliera sanocka Dżułyńskiego i Ślączki).

#### b) Region skibowy.

Analogiczny charakter zmian miąższości w kierunku pn.-wschodnim obserwujemy również w tej jednostce.

Oś basenu ma przebieg NW-SE i znajduje się częściowo pod nasunięciem. Z uwagi na wysunięte poprzednio zastrzeżenia przebieg osi, jak też równoległych do niej izolinii, nie odpowiada być może ściśle prawdzie, niemniej jednak generalny charakter i kierunek zmian można z niego odczytać. Również i tutaj zmniejszanie się miąższości warstw krośnieńskich postuluje bliskie sąsiedztwo brzegu na północy (krawędź geosynkliny karpackiej).

Oprócz obrazu paleogeograficznego basenów krośnieńskich, mapa izopachytowa dostarcza niezbitych dowodów na zmiany facjalne, wyrażające się w równoczesności osadów o różnej miąższości. I tak np. 300-metrowemu kompleksowi warstw z rejonu Brzozowa odpowiada wiekowo 1500-metrowy pakiet z rejonu Iwonicza.

Zaskakujące jest porównanie profili litologicznych takich równowiekowych zespołów warstw, gdzie widać jak pakiety gruboławicowych piaskowców przechodzą bocznie w serię łupkowo-piaskowcową. Przykłady tego rodzaju przejść facjalnych podane są na figurze 5. Wynika z nich, jak trudne do przeprowadzenia były próby podziału stratygraficznego na podstawie wydzieleni litologicznych i korelacja tych ostatnich.

*Wydzielone kompleksy litologiczne (zespoły piaskowcowe, piaskowcowo-łupkowe i łupkowe) tworzą w obrębie serii krośnieńskiej wyraźnie zazębiające się litofacje.* Przyczyny tych zmian tłumaczy znów mapa izopachytowa.

I tak w pobliżu północnego brzegu Centralnej Depresji obserwujemy gromadzenie się w dolnej części warstw krośnieńskich piaskowców gruboławicowych (por. izopachyty facji piaskowcowej). Na mało nachylonych skłonach utrzymuje się stała dość znaczna miąższość tych utworów. Jednakże następuje tu częściowe rozmywanie przez prądy i największe miąższości osadów tego typu gromadzą się w miejscu, gdzie nachylenie jest większe. Ten rejon osadzania najgrubszych pakietów piaskowcowych otacza pasem nieznacznej szerokości (ok. 10 km) płytsze części zbiornika. W kierunku osi basenu facja piaskowców gruboławicowych szybko cienieje, a na jej miejsce w osi rynny pojawia się facja łupkowo-piaskowcowa lub łupkowa. Można to wytłumaczyć tym, że prądy zawieszinowe odciążone na skłonach z materiału grubszego, przynosiły do osiowej strefy

basenu frakcję najdrobniejszą. Typowe przykłady rozmycia przez prądy facji piaskowcowej widać w rejonie rynny jasielskiej. Trzystemetrowy kompleks tych piaskowców, charakterystyczny dla omawianych wyżej małych skłonów płytkich partii basenu, został w najbliższym sąsiedztwie Jasła rozmyty do grubości zaledwie 100 m, a materiał wyniesiony rynną w kierunku południowym. Również w przebiegu opisywanej rynny występuje wyraźne ścienienie piaskowców gruboławicowych w stosunku do stref leżących na wschód i na zachód od jej osi. Na tym przykładzie staje się wyraźna przydatność konstrukcji mapy izopachytowej dla wydzielenia kompleksu leżącego poniżej poziomu jasielskiego, gdyż bez jej pomocy niesposób byłoby wytłumaczyć przebieg izopachyt facji piaskowcowej.

Podobne przejście facji piaskowcowej w piaskowcowo-łupkową i tej ostatniej w łupkowo-piaskowcową obserwujemy w warstwach krośnieńskich, poniżej dolnego poziomu diatomitowego w Karpatach skibowych oraz w warstwach krośnieńskich przedzielających poziomy diatomitowe. Zapiaszczenie warstw krośnieńskich maleje tu również z północnego wschodu na południowy zachód, w kierunku osi basenu.

Logiczny i syntetyczny obraz jaki daje mapa izopachytowa jest pośrednim dowodem znaczenia łupków jasielskich i diatomitów jako poziomów korelacyjnych.

Na koniec należy dodać, że pomiary kierunków hieroglifów prądowych konkretyzujące obraz paleogeograficzny powinny być jeszcze skontrolowane w nawiązaniu do omawianych poziomów korelacyjnych.

#### PRÓBA PODZIAŁU STRATYGRAFICZNEGO WARSTW KROŚNIEŃSKICH

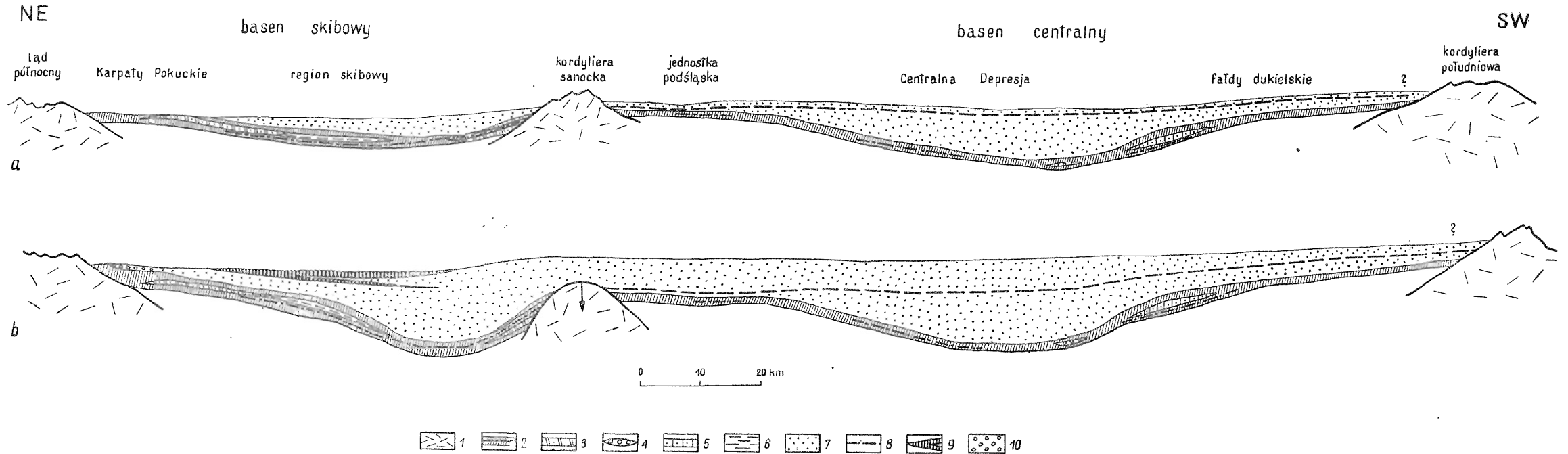
Z uwagi na to, że wydzielone poziomy korelacyjne przebiegają skośnie do facji osadów krośnieńskich, dotychczasowy podział dwudzielny lub trójdzielny nie może mieć charakteru stratygraficznego. Przedstawione przez autorów poziomy pozwalają na wprowadzenie nowego ujęcia stratygrafii warstw krośnieńskich.

W Centralnej Depresji można podzielić *warstwy krośnieńskie* na *podjasielskie* (pod poziomem łupków jasielskich) i *nadjasielskie*, w Karpatach skibowych zaś na niewielkim obszarze na poddiatomitowe (pod dolnym poziomem diatomitowym) i międzydiatomitowe (między dolną a górną serią diatomitową). Szczegółowego omówienia wymaga wzajemny stosunek obu poziomów korelacyjnych, jak też ich stosunek do poziomu łupków menilitowych. Powyższe zależności, a także rozwój stosunków paleogeograficznych w czasie obrazują poprzeczne przekroje syntetyczne przez baseny sedimentacyjne utworów krośnieńskich (tabl. II). W celu większej przejrzystości rysunków podziałkę pionową przewyższono pięciokrotnie, przy czym serię menilitową i diatomitową dodatkowo powięk-

Syntetyczne przekroje przez baseny sedimentacyjne warstw krośnieńskich  
 Synthetic sections of sedimentation basins of the Krosno beds

sporządzone przy założeniu stałości wiekowej serii menilitowej. Na rysunku uwidoczniono stosunek obu horyzontów przewodnich do siebie i do warstw menilitowych

prepared on supposed constant age of menilite beds, showing the relation of both index horizons reciprocally and to menilite beds



1 lądy, 2 seria menilitowa z wkładkami wapieni laminowanych, 3 piaskowce kliwskie, 4 piaskowce magdaleńskie, 5 piaskowce cergowskie, 6 warstwy łopianieckie, 7 w-wy krośnieńskie, 8 łupki jasielskie, 9 utwory diatomitowe z tufami, 10 zlepienie słobódzkie

1 continents, 2 menilite beds with intercalations of laminated limestones, 3 Kliwa sandstones, 4 Magdalena sandstones, 5 Cergowa sandstones, 6 Lopianka beds, 7 Krosno beds, 8 Jasło shales, 9 diatomite deposits with tuffs, 10 Słoboda conglomerates



szono nieco więcej niż osady krośnieńskie. Przekroje te sporządzono przy założeniu stałości wiekowej serii menilitowej. Pogląd taki uznawany jest w naszej literaturze geologicznej, przypisującej tym utworom na obszarze polskich Karpat wiek górno-eoceński.

Na przekrojach uwidoczniło się kordyliery południową (postulowaną przez M. Książkiewicza, fide Dżużyński & Ślącza 1958), basen Centralnej Depresji i kordyliery sanocką oraz basen Karpat skibowych z jego północnym brzegiem. W obu basenach dno stanowi strop serii menilitowej. W basenie centralnym zaznaczono w obrębie tej serii położenie piaskowców cergowskich i magdaleńskich, a w skibowym — pozycję grubszych pakietów piaskowców kliwskich oraz warstw łopanieckich. W miejscach występowania warstw cergowskich i łopanieckich seria menilitowa dzieli się na dwa poziomy: dolny i górny<sup>6</sup> (Jabłoński & Weigner 1925, Teisseyre 1930). W obu zbiornikach uwidoczniło się pozycję cienkolaminowanych wapieni w tej serii.

Przekrój *a* (tabl. II) przedstawia sytuację w basenach z okresu tuż po osadzeniu łupków jasielskich. Te ostatnie występują jedynie w warstwach krośnieńskich zbiornika centralnego. Północną granicą ich zasięgu jest kordyliera sanocka. Ponieważ na wschodzie kordyliera ta sięgała prawdopodobnie po okolice Sanoka, na wschód od tej miejscowości istnieje możliwość znalezienia ogniw przejściowych do łupków jasielskich regionu skibowego. W tym czasie w basenie północnym osadził się równoważny wiekowo pakiet warstw krośnieńskich. Na rysunku zaznaczono przypuszczalną miąższość tego kompleksu.

Następne stadium rozwoju basenu krośnieńskiego sięgające po górny poziom diatomitowy, kończący sedymentację fliszu, pokazuje przekrój *b* (tabl. II). W tym interwale czasu, tzn. od osadzenia się łupków jasielskich do powstania diatomitów nastąpiło zanurzenie kordyliery sanockiej, w efekcie czego obydwie baseny połączyły się zupełnie. Pod koniec sedymentacji warstw krośnieńskich zaznacza się na całym prawie obszarze dominacja facji aleurytowo-pelitycznej, co należy tłumaczyć zmniejszonym dopływem materiału terygenicznego, który jak wykazują Dżużyński i Ślącza (op. cit.), był dostarczany głównie z zachodu, wzdłuż osi basenu. W ostatniej fazie sedymentacji wystąpiły prawdopodobnie ruchy orogeniczne, wskutek czego basen, zwłaszcza w partiach brzeżnych, uległ spłyceciu i rozbięciu na mniejsze rynny, w których powstały warunki sprzyjające masowemu rozwojowi okrzemek (por. geneza diatomitów str. 73).

<sup>6</sup> Istnieje obok tego inna możliwość interpretacji warstw łopanieckich, a mianowicie jako serii przechodzącej w warstwy krośnieńskie; leżące nad nią łupki menilitowe górne stanowiłyby soczewkę oderwaną od dolnej serii menilitowej. Do tej pory sprawa ta nie została w polskiej literaturze rozstrzygnięta. Badacze radzieccy przyjmują ewentualność przedstawioną na rysunku.

Dla przejrzystości obrazu nie uwzględniono na rysunku tych drugorzędnych zagłębień. Występowanie dwu poziomów diatomitowych świadczyłoby, zdaniem autorów, o zachodzącej w tym okresie oscylacji dna zbiornika. Pewną wskazówkę do korelacji młodszych warstw krośnieńskich w obu jednostkach strukturalno-facjalnych dają tufity z serii diatomitowych i tufity z fałdów dukielskich.

Przedstawiona powyżej możliwość interpretacji rozwoju paleogeograficznego nie jest jednakże jedyną i, jak się wydaje, bardziej sugestywna byłaby inna, oparta na założeniu Śakina (1958), który stawia omawiane powyżej zagadnienia w odmiennym świetle. Na podstawie studiów przekrojów poprzecznych przez strefę centralną, skolską i skiby brzeżne w Karpatach Wschodnich, stwierdza on w terenie stopniowe przechodzenie poziomu wapieni smugowanych (łupków jasielskich — przyp. autorów) z warstw krośnieńskich poprzez warstwy przejściowe (Centralnej Depresji) do stropowej części serii dolnej menilitowej (regionu skibowego), w kierunku z południa na północ.

Ponieważ Śakin uważa poziom łupków jasielskich za horyzont stratygraficzny (opierając się na podobnych do naszych przesłankach) przyjmuje, że warstwy krośnieńskie i łupki menilitowe poniżej łupków jasielskich są facjami tego samego wieku.

Należy tu wspomnieć, że myśl zastępowania się obu typów litologicznych była niejednokrotnie przedmiotem dyskusji w naszej literaturze, jednakże ze względu na nieznaledzenie wspólnego dla obu serii poziomu stratygraficznego, nie została dotąd rozstrzygnięta.

Hipoteza wysunięta przez Śakina była rozważana przez autorów już w latach ubiegłych, jednakże została zarzucona ze względu na brak obserwacji wszystkich etapów przejścia łupków jasielskich z facji krośnieńskiej do facji menilitowej, maskowanych na dużej przestrzeni przez nasunięcie czarnorzeckie, oraz z uwagi na występowanie podobnych wapieni laminowanych w łupkach menilitowych w Centralnej Depresji (np. w Rudawce Rymanowskiej).

Rozwijając koncepcję Śakina należałoby do niej wprowadzić pewne sprostowanie. W facji menilitowej Karpat skibowych występuje dość znacznej miąższości (do 20 m) zespół wapieni smugowanych, przegradzany innymi typami litologicznymi (łupki, margle krzemionkowe, rogowce). Wydaje się jednak, że tylko stropowe laminowane odmiany są odpowiednikami łupków jasielskich; spągowe natomiast przypuszczalnie mogłyby być ekwiwalentem podobnych wapieni laminowanych z łupków menilitowych Centralnej Depresji Karpackiej. Różnice między łupkami jasielskimi a wapieniami laminowanymi z facji menilitowej Karpat skibowych można by tłumaczyć, jak to już wspomniano, oddziaływaniem różnych w obu przypadkach środowisk w czasie sedymentacji i w okresie diagenety.

Rozważania Śakina sprowadzają się do następujących uogólnień: łupki menilitowe dolne aż po poziom wapieni laminowanych (łupki jasielskie) są równoważne wiekowo z serią menilitową i warstwami przejściowymi oraz dolnymi warstwami krośnieńskimi w rejonie Centralnej Depresji. Warstwy łopianieckie i dolna część górnej serii menilitowej z Karpat skibowych odpowiada warstwom przejściowym i dolno-krośnieńskim Centralnej Depresji (jak widać z tego jest tutaj jakaś niekonsekwencja — przyp. autorów). Górnej części serii menilitowej i serii polanickiej Karpat skibowych odpowiadają stratygraficznie warstwy środkowo- i górno-krośnieńskie w Centralnej Depresji.

Autorzy niniejszego opracowania, przyjmując samą myśl przechodzenia łupków jasielskich z facji menilitowej do facji krośnieńskiej, poszli znacznie dalej w swoich rozważaniach i starali się w nowym oświetleniu podać syntezę wiadomości o młodszym paleogenie Karpat.

Rozwój basenów sedymentacyjnych menilitowo-krośnieńskich w tym ujęciu został przedstawiony na tablicy III, sporządzonej w podobny sposób i w tej samej podziałce co poprzednia. Profil *a* (tabl. III) obejmuje okres czasu do chwili osadzenia się jednolitej na całym obszarze facji wapieni jasielskich. Podczas gdy w płytkim w tym czasie zbiorniku skibowym osadzały się łupki menilitowe, w basenie centralnym powstawał gruby zespół warstw krośnieńskich, zazębiających się facjalnie przy brzegach z łupkami menilitowymi. W niektórych obszarach przybrzeżnych, np. w rejonie fałdów dukielskich, dochodziło w pewnych okresach do przekraczającego ułożenia grubych osadów facji menilitowej na złożonych wcześniej utworach facji krośnieńskiej. W wyniku tego w profilu pionowym obserwujemy zdwojenie kompleksu menilitowego. Piaskowce cergowskie byłyby w myśl przedstawionego obrazu odmianą facji krośnieńskiej. Ze względu na to, że autorzy nie dysponowali wyczerpującym materiałem odnośnie do zachowania się łupków jasielskich w obrębie kompleksu menilitowego w regionie skibowym, usytuowano je na przekroju w stropie tej serii — zgodnie z danymi Śakina. Kordyliera sanocka nie miałaby charakteru ciągłej bariery, lecz należy ją sobie wyobrazić jako łańcuch wysp nie utrudniających specjalnie komunikowania się wód obu basenów. Wiekowo stadium to odpowiadałoby okresowi czasu przypadającemu na barton-ludyk i część latorfu.

W drugim stadium rozwoju zbiornika (profil *b*, tabl. III) nastąpiło, łącznie z obniżeniem się wyniesienia sanockiego, znaczne i szybkie pogłębienie basenu północnego. Jest to zgodne z ogólnym przesuwaniem się osi i przegłębianiem dna basenu ku północy, w ciągu rozwoju geosynkliny karpackiej. W tym wspólnym basenie w północnej części zbiornika, łącznie z facją menilitową, osadzają się klastyczne osady facji kliwskiej, które w środkowej części basenu przechodzą szybko ku górze w fację krośnień-

ską. Facja menilitowa zazębia się z facją krośnieńską podobnie, jak to miało miejsce w pierwszym stadium rozwoju basenu centralnego. W niektórych profilach pionowych obserwujemy więc tu dwudzielność osadów menilitowych, przegrodzonych utworami facji łopianieckiej, będącej odmianą facji krośnieńskiej. W tym samym czasie w basenie Centralnej Depresji trwa sedymentacja utworów tej ostatniej facji. Pod koniec drugiego stadium, po spłynięciu zbiornika (por. str. 73) osadziły się diatomity. Na stadium drugie przypadałby okres czasu od latorfu po szat, a może nawet akwitan.

W strefie brzeżnej w rejonie Karpat Pokuckich najmłodsza część utworów krośnieńskich zazębia się facjalnie, przynajmniej częściowo, ze zlepieńcami słobódzkimi, jak o tym świadczą wtrącenia tych ostatnich w obrębie facji krośnieńskiej opisane przez K. Tołwińskiego (1950). Według tego autora istnieje w tamtym rejonie ciągłość stratygraficzna pomiędzy osadami krośnieńskimi a młodszymi od nich ilami solonośnymi, które z kolei zazębiają się z górną częścią zlepieńców słobódzkich. Materiał tworzący te ostatnie szedł z łądu obrzeżającego basen od północy. W niektórych rejonach Karpat np. w Rumunii w dolinie Bażaulu, facja menilitowa przechodzi ku górze bezpośrednio w osady akwitanu (Onescu op. cit.). Jak widać na dodatkowo sporządzonym przez nas przekroju syntetycznym przez wschodnią część basenu karpackiego w Rumunii (profil c, tabl. III), facja menilitowa zazębia się z utworami klastycznymi facji kliwskiej, ta zaś z kolei, idąc na zachód ku osi zbiornika przechodzi w fację krośnieńską (warstwy z Podul Morii). W niektórych punktach profilu pionowego widać tu dwudzielność facji menilitowej. W górnym oddziale obserwuje się boczne przejścia facjalne do diatomitów.

Zestawiając przekroje przez baseny Karpat Rumuńskich i Polskich widzimy zasadniczą zbieżność co do położenia stratygraficznego diatomitów w obu przypadkach. Prócz tego w sposób jasny wyrażony jest związek bardziej płytkowodnej facji kliwskiej z facją krośnieńską, charakterystyczną dla głębszych części basenu. Facja menilitowa okazuje się najbardziej płytkowodną (charakterystyczny jest tu związek z diatomitami).

Na podstawie wyżej omówionych przykładów z obszaru Karpat polskich, pokuckich i rumuńskich, widać, że rozwój paleogeograficzny basenu karpackiego doprowadził do różnorodnego wykształcenia najmłodszych utworów paleogenu (facja menilitowo-kliwska, facja krośnieńska, czasem diatomitowa, lokalnie słobódzka). Nadmienić przytem należy, że myśl wzajemnego zastępowania się serii menilitowo-krośnieńskiej z facją zlepieńców słobódzkich wypowiedzieli już uprzednio B. Bujalski (1930), R. Zuber i K. Tołwiński (fide Świdziński 1947).

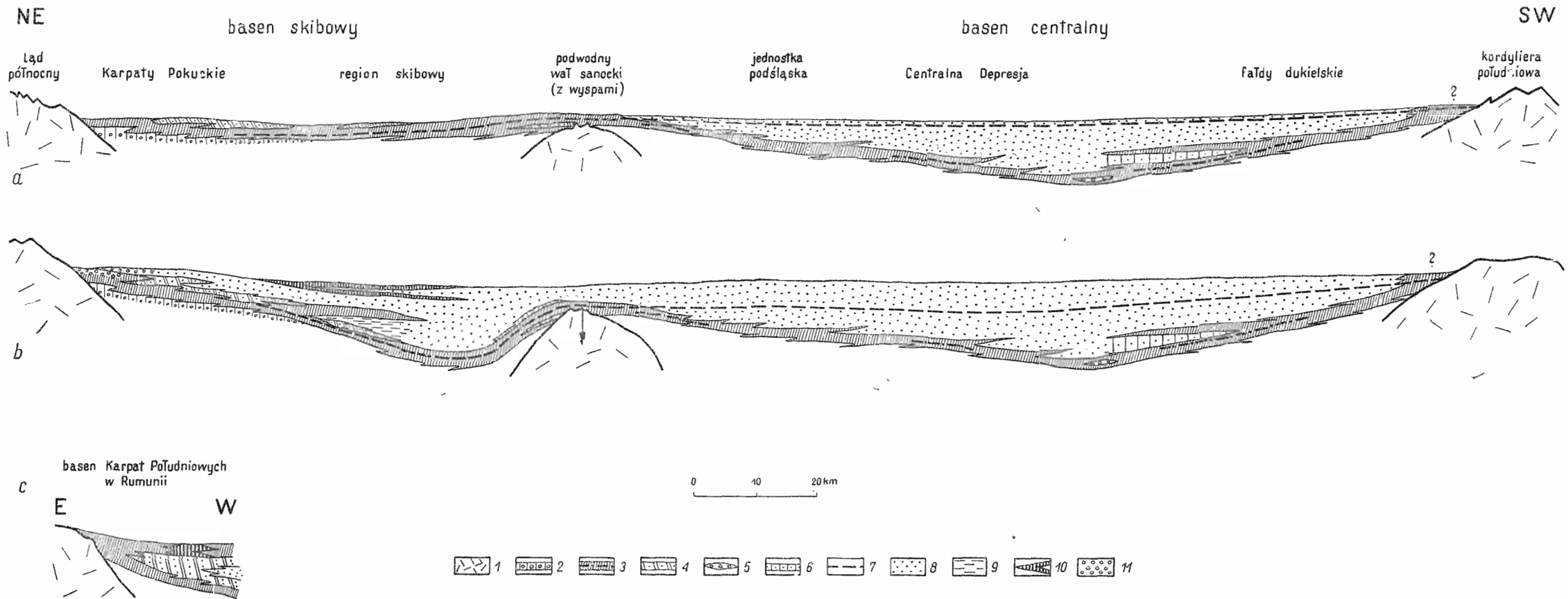
Rozwinięcie przez autorów koncepcji Śakina w formie wyżej opisaney, tłumaczy — jak się wydaje — wszystkie dotychczasowe niejasności

Syntetyczne przekroje przez baseny sedimentacyjne warstw menilitowych i krośnieńskich w Karpatach Środkowych, Wschodnich i Południowych

Synthetic sections across sedimentation basins of the menilite and Krosno beds within the Central-, Eastern- and Southern Carpathians

sporządzone w oparciu o założenia Śakina (przechodzenie łupków jasielskich z warstw krośnieńskich Centralnej Depresji w warstwy menilitowe regionu skibowego). Na rysunku pokazano stosunek horyzontów przewodnich do siebie oraz zazębianie się facji menilitowej z krośnieńską i in.

prepared on Śakin's hypothesis, grading of Jasło shales from the Krosno beds of the Central Depression into menilite beds of the Skole unit. The reciprocal relation of index horizons, and the interlocking of the Krosno facies with the menilite facies is shown



1 lądy, 2 warstwy popielskie, 3 w-wy menilitowe (z wkładkami wapieni laminowanych w Centralnej Depresji), 4 piaskowce kliwskie, 5 piaskowce magdaleńskie, 6 piaskowce cergowskie, 7 łupki jasielskie, 8 warstwy krośnieńskie, 9 w-wy łopianieckie, 10 utwory diatomitowe z tufami, 11 zlepienie słobódzkie

1 continents, 2 Popiele beds, 3 menilite beds (with intercalations of laminated limestones in the Central Depression), 4 Kliwa sandstones, 5 Magdalena sandstones, 6 Cergowa sandstones, 7 Jasło shales, 8 Krosno beds, 9 Lopianka beds, 10 diatomite deposits with tuffs, 11 Słoboda conglomerates

w stratygrafii i stosunkach facjalnych serii menilitowej i krośnieńskiej. Główny dylemat stratygraficzny młodszego paleogenu grupy menilitowej sprecyzowany przez F. Biedę (1951, str. 144) — czy seria menilitowa obejmuje okres czasu od górnego eocenu po górny oligocen — czy też ma ona odmienny wiek w różnych obszarach Karpat będąc pojęciem facjalnym — w naszym rozumieniu wydaje się nie mieć miejsca, a zjawiska te współistnieją. Łupki menilitowe — jak wynika z rozważań autorów — będąc w zasadzie odpowiednikiem facjalnym różnego wieku warstw krośnieńskich, w pewnych obszarach mogą reprezentować okres czasu od górnego eocenu nawet po miocen (por. tabl. III). Istnieje również możliwość, że w partiach przybrzeżnych seria menilitowa może być zastępowana przez utwory uważane dotąd za starsze, np. warstwy popielskie, piaskowce z Lucacești, warstwy z Bisericani itp.

W świetle przedstawionych poglądów autorów, jasne stają się wszystkie sporne dotąd zagadnienia wieku łupków menilitowych i warstw krośnieńskich jak:

a) górno-eoceńska fauna dużych otwornic z najstarszej części warstw krośnieńskich z okolic Gorlic i Jasła oraz Ciężkowic i Wadowic (Bieda 1938, 1947, Świdziński 1947);

b) górno-eoceńska fauna dużych otwornic, pochodząca według H. Teisseyre'a z piaskowców cergowskich (Grzybowski 1894 i Bieda 1947);

c) górno-eoceńska fauna numulitowa łupków menilitowych z Seletyna (Bieda 1938) oraz z Krościenka Niżnego i Skalnika;

d) górno-eoceńska fauna mszywiolowa z serii menilitowej ze Skalnika (Pazdro 1929 fide Bieda 1951);

e) górno-eoceńska fauna mięczaków z warstw popielskich (Rogała 1925, 1932);

Punkty a, b, c, d, e — pochodzą z różnych partii basenu idąc od strefy środkowej ku brzegom — stąd różne facje.

f) dolno-oligocenska fauna małżów i ślimaków z warstw krośnieńskich z Polanicy (Rogała 1925);

g) oligocenska ichtiofauna z łupków menilitowych (Rychlicki 1909).

Zrozumiałe również jest:

a) występowanie górnych łupków menilitowych w rejonie fałdów dukielskich i Karpat skibowych oraz ich odpowiedników w Karpatach Pokuckich w postaci warstw z Ruszoru (Tołwiński op. cit.);

b) występowanie łupków typu menilitowego w najwyższej części warstw krośnieńskich Centralnej Depresji Karpackiej;

c) występowanie rogowców w towarzystwie czarnych łupków w warstwach krośnieńskich np. w synklinie Dydni i Gór Słonnych (Krajewski 1930, Kotlarczyk 1958a);

- d) pozycja facjalna warstw przejściowych;
- e) podobieństwo litologiczne piaskowców i łupków cergowskich (Teisseyre 1930, Tokarski 1946) do warstw krośnieńskich;
- f) dotychczasowa identyfikacja warstw łopanieckich i polanickich z warstwami krośnieńskimi uzyskuje pełne potwierdzenie;
- g) zazębienia facjalne piaskowców niewapnistych typu kliwskiego (?) z elementami krośnieńskimi w Karpatach Pokuckich (tzw. warstwy kosowskie — Tołwiński 1950);
- h) występowanie piaskowców typu kliwskiego w serii diatomitowej z Leszczawki;
- i) występowanie fragmentów łupków menilitowych i szaro-zielonych w górno-eoceńskim piętrze warstw krośnieńskich w Centralnej Depresji.

Autorzy uważają, że hipoteza, która tłumaczy te wszystkie niejasności, nosi cechy dużego prawdopodobieństwa. Ze względu na ważność konkluzji autorzy zmuszeni byli poddać je w tym ujęciu pod dyskusję.

#### WNIOSKI

1° Badania autorów pozwalają na wprowadzenie nowych poziomów korelacyjnych (diatomitów i łupków jasielskich) do stratygrafii młodszego paleogenu grupy menilitowej.

2° Warstwy krośnieńskie w Centralnej Depresji można podzielić (stratygraficznie) na podjasielskie i nadjasielskie. W regionie skibowym podziału takiego nie da się przeprowadzić, natomiast lokalnie (w rejonie Birczy) da się wydzielić warstwy poddiatomitowe i międzydiatomitowe, odpowiadające razem warstwom nadjasielskim z Centralnej Depresji Karpackiej.

3° Dzięki wyróżnieniu obu poziomów wykazano charakter zmian facjalnych w warstwach krośnieńskich, polegający na zmianie miąższości i przechodzeniu bocznym różnych typów litologicznych w siebie.

4° Zastosowanie wymienionych poziomów korelacyjnych w kartografii ułatwia rozpoznawanie struktur tektonicznych, co pośrednio daje możliwość wytypowania obszarów najbardziej perspektywicznych dla poszukiwań naftowych.

5° Wyróżnianie kompleksów litologicznych w warstwach krośnieńskich pozwala na ograniczonym obszarze i w miejscach, gdzie seria menilitowa występuje na powierzchni jako poziom odniesienia, na przeprowadzenie wyłącznie podziału facjalnego, który jest zupełnie niezależny od podziału stratygraficznego.

6° Obserwacje nad zachowaniem się poziomów korelacyjnych diatomitów i łupków jasielskich dają możliwość odczytania stosunków paleogeograficznych i ich zmian w okresie młodszego paleogenu (zarysy basenów, urzeźbienie dna, łądy, stosunki batymetryczne itp.).

7° Przy pomocy wspólnego poziomu korelacyjnego (łupków jasielskich) dla warstw menilitowych i warstw krośnieńskich wykazano, że zmiany facjalne występują nie tylko w obrębie tych ostatnich, ale również polegają na zastępowaniu się utworów menilitowych z osadami krośnieńskimi, popielskimi itp.

Facja menilitowa trwała od górnego eocenu po górny oligocen. Najstarsze osady tej facji, powstałe w osiowej strefie basenu centralnego, są zastępowane przez fację piaskowców z Mszanki lub najwyższą część warstw hieroglifowych w płytszych partiach zbiornika, przez fację popielską w basenie skibowym, i fację piaskowców borysławskich w Karpatach brzeźnych.

Młodsza część osadów facji menilitowej zazębia się z facją krośnieńską. Często między obie te facje wnika facja kliwska. Najmłodszej części osadów facji menilitowej, powstałej przy brzegach basenu, odpowiada facja diatomitowa w rejonie Przemyśla i w okolicy Buzău w Rumunii lub najwyższa część utworów facji krośnieńskiej na pozostałym obszarze. Lokalnie w Karpatach Pokuckich najmłodsza część osadów facji menilitowej i odpowiadająca jej najmłodsza część osadów facji krośnieńskiej jest zastąpiona przez najstarsze utwory facji zlepieńców słobódzkich.

8° Każda z tych facji jest związana z określoną głębokością zbiornika sedymentacyjnego:

- a) facje popielska i słobódzka mają charakter przybrzeżny;
- b) facja menilitowa jest płytkowodna;
- c) facja kliwska zajmuje położenie pośrednie między facjami menilitową a krośnieńską;
- d) facja krośnieńska powstała najgłębiej.

9° zmniejszanie się miąższości warstw krośnieńskich pod poziomem diatomitowym w kierunku północnym pozwala przypuszczać, że przy północnych brzegach basenu skibowego (w rejonie Przemyśla) poziom diatomitowy łączy się bezpośrednio ze stropem serii menilitowej. W tym przypadku zachodziłaby tu analogia z sytuacją znaną z Rumunii, gdzie diatomity są odmianą facjalną łupków menilitowych.

10° Górna granica paleogenu zarówno w Polsce jak i w Rumunii przypada na utwory diatomitowe, reprezentujące prawdopodobnie okres czasu od górnego oligocenu do dolnego miocenu. W strefie brzeźnej, w miejscach gdzie diatomity nie wykształciły się, facja krośnieńska bez-



pośrednio przechodzi w fację solonośną, natomiast na pozostałym obszarze grupy menilitowej, a zwłaszcza w basenie centralnym, sedymentacja została przerwana na utworach krośnieńskich.

*Zakład Kartowania Geologicznego  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków, w lipcu 1958 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- BIEDA F. 1938. O numulinach z łupków menilitowych ze Seletyna na Bukowinie (Les numulines des schistes ménilitiques de Seletyn — Bukovine, Roumanie).— Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. IX, z. 2. Warszawa.
- 1947. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates Centrales Polonaises basée sur les grands Foraminifères). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVI. Kraków.
- 1951. Regionalna Geologia Polski, t. I, z. 1. Karpaty. (Praca zbiorowa). Kraków.
- BREILE B. v. d. 1956. Diatomeen als facies fossilien. — Geol. Rundsch. Bd. 45, H. 1. Stuttgart.
- BUJALSKI B. 1930. Budowa geologiczna przedgórza Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą (Der geologische Bau des Karpaten-Vorlandes zwischen den Łomnica und Czeremosz-Flüssen). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 2. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. & ŚLĄCZKA A. 1958. The sedimentation and the currents directions in the Krosno beds in the Polish Carpathians. — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.). Kraków.
- FILIPESCU M. 1930. Note sur la nature des roches siliceuses de l'Eperon de Valenii de Munte. — Bull. de la sect. scient. Acad. Roum., vol. XIII. București.
- GAWEL A. 1931. Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok (Granity z warstw krośnieńskich okolic Sanoka). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Lettr. Cl. Math. Nat. Série A. Kraków.
- 1951. O procesach sylikfikacji w karpaccich utworach fliszowych (La silification dans le Flysch karpatique). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XX, z. 1-2. Kraków.
- GRZYBOWSKI J. 1894. Mikrofauna piaskowca karpacciego z pod Dukli. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. 29. Kraków.
- HEMPEL J. 1930. Sprawozdanie z robót letnich wykonanych w roku 1929 na SE ćwiartce arkusza Sanok (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1929 dans la partie SE de la feuille Sanok-Brzozów). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 27. Warszawa.
- HORWITZ L. 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie r. 1929 na arkuszu Ustrzyki Dolne (Compte-rendu des recherches géologiques, exécutées en 1929 pour la feuille Ustrzyki Dolne). — Ibidem.
- JABŁOŃSKI E. & WEIGNER S. 1925. Brzeg Karpat fliszowych między Świcą i Łomnicą (Le bord des Carpathes entre Świca et Łomnica). — Biul. Stacji Geol. w Borysławiu (Bull. Stat. Géol. Borysław) 6. Borysław.

- JASKÓLSKI S. 1931. Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa (Contributions to the geology and petrography of the Carpathian Flysch in the vicinity of Rymanów). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 4. Warszawa.
- 1939. Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj polskich Karpat fliszowych (Einführung in die petrographische Charakteristik gewisser ölführenden Schichtenfolgen der polnischen Flyschkarpathen). — Biul. P. I. G. Bull. Serv. Géol. Pol.) 23. Warszawa.
- JUCHA S. 1957. Łupki jasielskie w Karpatach fliszowych (Jasło shales in Flysch Carpathians). — Przegląd Geol. z. 11. Warszawa.
- 1958. Contributions on Jasło shaly limestones in the Polish Carpathians. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, no. 11. Warszawa.
- KAMIENSKI M. & TOKARSKI Z. 1958. O znaczeniu niektórych skał w Karpatach fliszowych dla przemysłu materiałów ogniotrwałych (Notes of some rocks in the Carpathian Flysch Mountains on their significance for the industry of fire clay materials). — Kwartalnik Geol. 1, t. 2. Warszawa.
- KLENOVA M. V. 1948. Geologia moria. Moskwa.
- KOTLARCZYK J. 1955a. O występowaniu diatomitu we fliszu Karpat Polskich (On the occurrence of diatomite in the Flysch of the Polish Carpathians). — Przegląd Geol. z. 5. Warszawa.
- 1955b. Określenie warunków zalegania skały diatomitowej w Leszczawie Dolnej (pow. Przemyśl). Maszynopis w Arch. I. G.
- 1958a. Wstępne wyniki badań nad diatomitami karpackimi (Preliminary results of investigations on Carpathian diatomites). — Przegląd Geol. z. 2. Warszawa.
- 1958b. The diatomite horizon in the Krosno beds (Oligocene) in the Skole Unit. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, no. 11. Warszawa.
- KRISTOFOVIČ A. N. Paleobotanika. Gostoptechizdat.
- KRAJEWSKI S. 1930. Sprawozdanie z robót wykonanych w lecie 1929 r. na arkuszach Brzozów-Sanok (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1929 dans la partie NE de la feuille Brzozów-Sanok). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 27. Warszawa.
- 1933. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 na arkuszu Sanok (C.-R. des recherches géologiques exécutées en 1932 pour la feuille Sanok). — Ibidem, nr 36.
- KUTHAN M. 1948. Undačný vulkánizmus Karpatského orogenu a vulkanologické studia v sev. části Prešovských hor. Práce Štatn. Geol. Úst. ČSR., vol. 17. Praha.
- KUŹNIAR C. 1952. W sprawie genezy łupków menilitowych (On the origin of menilite shales). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXII, z. 4. Kraków.
- MASŁAKOVA N. I. 1955. Stratigrafija i fauna foraminifer paleogenowych otłożeń Vostočných Karpat. Gosgeoltechizdat.
- NIEMKOV G. I. 1955. Nummulity i orbitoidy Pokutsko-Marmarošskich Karpat i Severnoj Bukoviny. Gosgeoltechizdat.
- OBERC A. 1947. Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minerałów (Stratigraphie des couches de Krosno en vertu des minéraux lourds). — Spraw. PAU (C.-R. Acad. Pol. Sci. mens. Cl. Sc. Math. Nat.) 6, nr 4/6. Kraków.
- OBTUŁOWICZ J. 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1926 na terenie Potoka (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en

- 1926 dans les environs de Potok). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 18. Warszawa.
- OBUCHOWICZ Z. 1957. Wstępne badania nad rozpozniowaniem warstw krośnieńskich (Oligocen) Centralnej Depresji Karpackiej (Introductory investigations on the division into horizons of the Krosno beds (Oligocene) of the Central Depression). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 116. Warszawa.
- ONESCU N. 1951. Manualul inginerului de mine I. Cef. IV Geologia R. P. R. Editura Techn. București.
- OPOLSKI Z. 1933. O stratygrafii warstw krośnieńskich (Sur la stratigraphie des couches de Krosno). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VII, z. 4. Warszawa.
- POKORNY V. 1947. Ke geologii okoli Hustopeči. — Sborn. Stat. Geol. Úst. ČSR, sv. 14. Praha.
- PROŠKINA-LAVRENKO A. I. 1955. Diatomovyje vodorosli planktona Černogo Moria. Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.
- ROGALA W. 1925. Materiały do geologii Karpat. III. Fauna i wiek warstw popieliskich. IV. Fauna i wiek warstw polanickich, — Kosmos 50.
- 1932. Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze Karpat w latach 1930-31 (Compte-rendu des recherches faites dans les Karpates en 1930-31). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 33. Warszawa.
- RYCHLIŃSKI J. 1909. Przyczynek do fauny ryb karpaccich łupków menilitowych (Beiträge zur Kenntniss der Fischfauna aus den Karpatischen Menilitischefern). — Kosmos, t. 34. Lwów.
- STRZETELSKI J. 1929. Jasielskie zagłębienie naftowe. Cz. I. Borysław.
- ŠAKIN W. O. 1958. Horizont smugastich vapniakiv i joho značennja dlja zistavlennja oligocenovich vidkładiv Schidnich Karpat. — Dopovidi Akad. Nauk USSR, nr 4. Kij.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1936. Zmienność granicy pomiędzy seria menilitową a warstwami krośnieńskimi (Changements faciaux de la limite entre la série ménilitique et les couches de Krosno). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 45. Warszawa.
- 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych (Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 37. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. & ZWIERZYCKI J. 1939. Pole gazowe Sądkowa-Roztoki-Sobniów (Champs de gaz de Sądkowa-Roztoki-Sobniów). — Ibidem, nr 20.
- TEISSEYRE H. 1930. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na arkuszu Jasło-Dukla (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1929 pour la feuille Jasło-Dukla). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 27. Warszawa.
- TIETZE E. 1889. Beiträge zur Geologie von Galizien. — Jb. Geol. Reichsanst., Bd. 39. Wien.
- TOKARSKI A. 1946. Zachodnia część fałdu Mrukowej oraz możliwości terenów Pielgrzymki i Fulusza (Western part of the Mrukowa anticline and oil possibilities on the Pielgrzymka-Folusz areas). — Nafta II, nr 11 i 12. Kraków.
- 1947. „Ramowa“ tektonika fałdów jasielskich (‘‘Frame’’ tectonics of the Jasło folds). — Pol. Akad. Um. Mater. Fizjogr., nr 7. Kraków.
- TOKARSKI A. & TOKARSKI J. 1954. On the tuffite layer of the Upper Krosno beds in the Dukla region of the Carpathians. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. II, nr 8. Warszawa.

- TOŁWIŃSKI K. 1950. Karpaty Pokuckie (The Pokutie Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. 1/3. Warszawa.
- UHLIG V. 1883. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. — Jb. Geol. Reichsanst., Bd. 33. Wien.
- 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgal. Karpathen I. Die Sandsteizone... — Ibidem, Bd. 38.
- WDOWIARZ S. 1953. Geologia fałdu Grabownicy (Geologia Grabownickoj antyklinali). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.

С. ЮХА и Я. КОТЛЯРЧИК

### ПОПЫТКА УСТАНОВЛЕНИЯ НОВЫХ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ГОРИЗОНТОВ В КРОСНЕНСКИХ СЛОЯХ ПОЛЬСКИХ КАРПАТ

(Резюме)

Авторы проводили в районе флишевых Карпат (мениллитовая группа) исследования диатомитов (пл. VII и VIII) и ясельских сланцев (пл. VI), образующих характерные переслойки в кросненских слоях (фиг. 1, 2, 3, 4).

В результате этих работ констатировано, что как ламинированные известняки (ясельские сланцы) в Центральной Карпатской Депрессии и в дукельских складках, так и диатомиты обнаруженные до настоящего времени в скибовых Карпатах (табл. I), представляют собой корреляционные горизонты.

Обсуждения фациальных изменений в кросненских слоях (пл. V) под исследуемыми маркирующими горизонтами привели авторов к заключению, что существовавшее до настоящего времени подразделение их на переходящие, нижние и верхние не соответствует стратиграфическим требованиям, а является лишь литологическим подразделением.

Рассматриваемые горизонты проходят наискось по отношению к фациям кросненских слоев (фиг. 5), итак: ясельские сланцы занимают наиболее высокое положение (1800 м) над кровлей мениллитовой серии в осевой зоне Центральной Карпатской Депрессии (линия Горлице-Мокрэ), где они появляются в верхне-кросненских слоях (фиг. 6). Стремясь к северу в направлении черножецкого надвига мощность кросненских слоев под ясельскими слоями постепенно уменьшается. В окрестностях Ясла и Кросна можно наблюдать ясельские сланцы в средне-кросненских слоях, а в синклинали Бжозова они включаются в песчаниковую фазию нижне-кросненских слоев, приближаясь к кровле мениллитового комплекса (ок. 300 м). В связи с этим, можно

вывести заключение, что ясельские сланцы могут включаться далее на север в мениллитовую серию. Это воззрение подтвердил в последнее время Шакин, констатируя непрерывное переходное ясельских сланцев в Восточных Карпатах.

Аналогично ясельским сланцам ведут себя диатомитовые отложения, обнаруженные в синклинали Дыдня-Тырава Волоска и в синклинали Нозджец-Лещавка-Тжцянец. Комплекс кросненских слоев под этим горизонтом (заканчивающим флишевую седиментацию) уточняется с юга (Кживе 1500 м) на север (Лещавка 1100 м). Диатомиты и сопутствующие им пирокластические отложения (липаритовые туфы) дают возможность определить возраст самых молодых флишевых отложений как верхний олигоцен — нижний миоцен.

Изменения мощности кросненских слоев под ясельскими сланцами в Центральной Депрессии и под диатомитовой серией в скибовом районе представлены на изопахитовой карте (фиг. 6). Характер фациальных переходов различных комплексов кросненских слоев показывают сечения через бассейны (фиг. 5). Из этих сечений видно что нижне-кросненские слои (под ясельскими сланцами), образовавшиеся в прибрежных районах, соответствуют своим возрастом нижним, средним и некоторой части верхних кросненских слоев, образовавшихся в более глубоких зонах бассейна.

В заключение работы авторы приводят новое стратиграфическое подразделение мениллитовых и кросненских слоев, принимая за основу утверждение Шакина. Оба комплекса имеют характер фаций (табл. III), располагающихся от верхнего эоцена (Центральная Депрессия) через олигоцен к миоцену. Таким образом были выяснены стратиграфическая позиция и взаимное отношение этих двух серий.

Авторы выводят заключение, что разницы в определении возраста мениллитовых и кросненских слоев в разработке как польских так и советских геологов, являются результатом исследований старших и младших частей одной и той же фации.

S. JUCHA &amp; J. KOTLARCZYK

**TENTATIVE DETERMINATION OF NEW CORRELATION  
HORIZONS IN KROSNO BEDS (POLISH CARPATHIANS)**

## Summary

**ABSTRACT:** Jasło shales and diatomites occurring within the Krosno beds have been recognised as correlative horizons. On the distribution of these horizons and their relation to other beds facial changes of the Krosno beds and the menilite beds have been described on the aspect of palaeogeographic development of the Carpathian geosyncline. New stratigraphic division of the Krosno beds has also been established. The recognition of the described correlation horizons has cleared up many so far disputed questions concerning the age of the menilite and Krosno beds.

## HISTORICAL SKETCH OF RESEARCH WORK ON THE KROSNO BEDS

The Krosno beds, widespread within the Carpathian Mountains, have been given this name by E. Tietze (1889) and have ever since been the object of continuous studies aiming to determine their stratigraphy. Important contributions to the solution of this problem have been made by B. Bujalski, J. Burtan, K. Ciszewska, K. Guzik, J. Hempel, L. Horwitz, E. Jabłoński, S. Jaskólski, S. Krajewski, M. Książkiewicz, J. Obtulowicz, Z. Opolski, H. Świdziński, H. Teisseyre, A. Tokarski, K. Tołwiński, J. & S. Wdowiarz, S. Weigner, O. Wyszzyński and others. It has been established that the Krosno beds, built of alternating micaceous, calcareous sandstones shales and grey marly shales, constitute the youngest member of the Carpathian Flysch.

Endeavours to discover index horizons leading to the zonation of this series, up to 3000 m. thick, were not successful. Subsequent investigations, therefore, aimed at the differentiation of rock complexes with characteristic lithology, which could be correlated over wider areas.

It has been finally established (Opolski 1933, Świdziński 1947), that the following four complexes may be distinguished within the Krosno beds, from the top menilite beds upwards:

1. so called "passage beds" made up of non-laminated thick-bedded calcareous sandstones interbedded by black and brown shales of the menilite type;

2. lower Krosno beds built of thick-bedded and medium-bedded calcareous sandstones, sparsily intercalated by grey marly shales (pl. V, fig. 1). In some parts this horizon is represented by a series of marly shales;

3. middle Krosno beds in which calcareous sandstones and marly shales are two equally important constituents. The occurrence is noted of thin-bedded sandstones with convolute bedding together with medium-bedded sandstones (pl. V, fig. 2). Thick-bedded sandstones of considerable thickness are sometimes encountered (Hempel 1930, Horwitz 1930);

4. upper Krosno beds including a complex of grey marly shales, predominating over platy sandstones and rarely thick-bedded ones (pl. V, fig. 3).

This tripartition of the Krosno beds (disregarding the passage beds), cannot be traced throughout the involved area. In some portions of the Central Carpathian Depression the middle Krosno beds are missing and there we may observe the bipartition of the Krosno beds. Owing to this facial differentiation of the Krosno beds observable throughout the Carpathian Mountains, the above separations have proved stratigraphically inadequate. Laboratory studies on the Krosno beds initiated by S. Jaskólski (1931, 1939) and more recently continued by A. Oberc (1947) and Z. Obuchowicz (1957) have supplied important data concerning the chemism and mineralogy of the studied rocks. However, they have not yielded sound suggestions for stratigraphic division.

Attempts to discover faunistic horizons were likewise disappointing. The few localities containing meagre macro- and microfauna have only allowed to date the formation of the Krosno beds from the Upper Eocene (Bieda 1947) to the Miocene (Masłakova 1955).

Quite recently, on the difference in flute cast orientation, Z. Obuchowicz (op. cit.) has distinguished a lower and an upper series within the Krosno beds in the vicinity of Rymanów. The flute casts here are differently oriented in the lower portion of the complex than they are in the upper.

Analogous differentiation has been made by S. Dżułyński and A. Ślaczka (1958) throughout the Central Depression. This method is none too reliable for stratigraphic purposes, but serviceable in the clearing up of palaeogeographic conditions. It has indicated the alimentation areas of the Krosno series, and has proved the existence of a continent (cordillera) in the vicinity of Sanok. This was previously suggested by A. Gaweł (1913) and S. Wdowiarz (1953) on the evidence of exotics from the Krosno beds of that area. The said continent separated the trough into two basins of which the northern belongs to the "skiba" zone (Skole unit), while the southern is central.

It is thus obvious that the discovery of key horizons is indispensable for the stratigraphic division of the Krosno beds. A key horizon should comply with the following conditions: 1. characteristic petrographic features, readily discernible in the field; 2. wide range of distribution

3. contemporaneous age of its sediments. This may be ascertained either on direct palaeontological evidence, or indirectly by two methods. Method a) shows that the characteristic deposit occurs either once or is repeated constantly the same number of times in the vertical column of all the structural units; method b) analyses the origin of the characteristic deposit.

Several horizons complying with these conditions have been discovered during the last years, to say:

1. tuffite horizon of the Dukla folds, discovered and described by A. & J. Tokarski (1954);

2. glauconite sandstone horizon in the northern part of the Central Depression (Dżułyński & Ślaczka 1958);

3. Jasło shales horizon, associated with the Central Depression and Dukla folds area (Strzetelski 1929, Świdziński 1947, Tokarski 1947, Jucha 1957);

4. diatomite horizons within the Skole unit (Kotlarczyk 1955a, 1958a, b);

5. liparite tuff horizons (Wieser<sup>1</sup>, Kotlarczyk) in the Skole unit.

The only ones of these horizons that will be discussed in the present paper are the Jasło shales and the diatomite series.

#### JASŁO SHALES

##### *Lithological character*

V. Uhlig (1883, 1888) was the first to describe the Jasło shales. A more comprehensive description of these rocks has been published by S. Jucha (1957, 1958), containing data resulting from field and laboratory work.

The Jasło limestone shales are an assemblage of thin calcareous layers, white or ashy-white with a brown hue, mostly beautifully laminated, from a few millimetres to some tens centimetres thick, with intervening rocks of the Krosno type (pl. VI, fig. 1, 2). The thickness of the Krosno beds series together with these intercalations varies, but does not exceed 6 m (fig. 1). Contrary to the non-bedded varieties, nearly all the thin-bedded types contain abundant plant and animal remains on the contact of laminae, mostly fish and plant imprints (leaves of the laurel tree).

The Krosno type varieties intercalating the Jasło shales, such as sandstones, marly shales or arenaceous shales, often become fused with them.

---

<sup>1</sup> After the author's information.



### *Facial changes of the Jasło shales*

In 20 full profiles of the Krosno beds the Jasło shales have been ascertained to form single intercalations. Within three profiles of the Krosno beds, a non-typical upper horizon occurs above the lower-main horizon of the Jasło shales, e. g. in the Wisłok river valley near Sieniawa. The horizons are separated by about 130 m. of calcareous sandstones (30%) and grey marly shales (70%). The lower Jasło shales horizon consists of a score or so of laminated or non-laminated intercalations, some centimetres thick, occurring mainly within the cream-grey marly shales. The thickness of the whole assemblage is 5 m. The upper member forms a dozen or so of thin non-laminated layers, fused with the bottom surface of sandstones.

At Górki, within the Brzozów syncline, the Jasło shales are not stratified but form irregular fragments disrupted by submarine slumps (fig. 2).

Macroscopically the Jasło shales display certain differences, consisting mainly in varying thickness and number of intercalations (the average being 20), also in mode of lamination (fig. 1). Three petrographic types may be distinguished on the basis of lamination differences, namely: finely laminated, thickly and indistinctly laminated, and non-laminated. All these three varieties of the Jasło shales occur together in the majority of the investigated localities.

### *Distribution of Jasło shales*

Recent investigations show the wide geographic distribution of the Jasło shales. These rocks have, in the first place, been recorded from the Central Carpathian Depression, between the Dunajec and the San rivers, also from the Subsilesian unit in the vicinity of Ustrzyki Dolne and from the Dukla folds (tabl. I). Thus far they have not been reported from the Krosno beds of the Skole unit within Polish territory.

During the thirties Jasło shales have been reported by H. Świdziński from the vicinity of Kimpolung in the Rumanian Carpathians (oral communication). S. Wdowiarz and S. Gucik (Jucha 1958, op. cit.) discovered the Jasło shales within the Krosno beds of the Rumanian Flysch Carpathians in other localities. The most recent report of the occurrence of banded limestones (Jasło shales), is that of W. O. Šakin (1958) from the Krosno beds within the Carpathians of the Western Ukraine.

Such wide geographical distribution of the Jasło shales, including the Polish, Ukrainian and Rumanian Carpathians, that is a length of about 450 km, indicates strong facial constancy of these rocks.

*The Jasło shales as a correlation horizon*

The relation of these rocks to the lithological complexes distinguished within the Krosno beds is rather interesting. In one section of the Krosno beds, limestone intercalations occur in the lower member only, in another section in the middle or upper member only. The present writers have ascertained that the uppermost position of the Jasło shales, above the top of the menilite beds, is in the axial zone of the Central Carpathian Depression (along the Gorlice-Mokre line), where they form intercalations within the upper Krosno beds. Farther north in the direction of the Czarnorzeki overthrust they appear within the middle Krosno beds<sup>2</sup> (along the Biecz-Krosno-Sanok line) and once again within the sandstone facies of the lower Krosno beds in the syncline of Siedliska near Tuchów, in the syncline of Brzozów, as well as on the southern limb of the Międzybrodzie fold.

The single occurrence, in a number of full profiles, of the main horizon of the Jasło shales among facially variable Krosno rocks suggests the contemporaneity of this calcareous deposit. Another phenomenon favouring this inference consists in the close similarities of the petrographic features and chemical constituents of samples collected from localities several hundred kilometres distant. This uniformity is particularly conspicuous in microscopic studies.

The above mentioned features of the Jasło shales, together with their wide geographical distribution, easy field detection and origin, all indicate them as correlation horizons<sup>3</sup>.

*Origin of Jasło shales*

Calcium carbonate is the chief constituent of the Jasło shales (over 90 per cent). It occurs as poorly re-crystallised calcareous silt. A part of the calcareous substance is contained in globigerine shells, however, the rock-building role of the foraminifers is very subordinate (1 per cent of the rock volume). Quartz grains, pyrite, argillaceous and bituminous substances are quite accessory too (1-2 per cent of the rock volume). Microscope studies show that the calcium carbonate has not been deposited in a clastic form but by chemical sedimentation. The source area of the carbonate rockmass should be searched for within the sedimentation basin of the Krosno beds which had been saturated by calcium salts — the average CaCO<sub>3</sub> content in the Krosno beds being about 35 per cent.

<sup>2</sup> As has also been ascertained by A. Tokarski (oral communication).

<sup>3</sup> H. Świdziński, A. Tokarski and S. Wdowiarz have often expressed similar opinions when discussing this problem.

But some definite factors are surely responsible for the rapid and single precipitation of the calcareous substance over so vast an area (approximately that of the present distribution of the Jasło shales). Changes of p.H and E.h., partial pressure of CO<sub>2</sub> and other constituents may have been the agents at work here. The sedimentation of limestones occurred during the normal sedimentation of clastic deposits. This is indicated by the varying thicknesses of the sandstone and shale intercalations separating the Jasło shale beds, also by parallel primary lamination stressed by organic and mineral detritus as well as by pyrite.

### LESZCZAWKA DIATOMITE

#### *Lithology*

Parts of detailed lithological descriptions are contained in J. Kotlarczyk's earlier papers (1955b, 1958a, b) and will be studied with particular attention.

Within the upper part of the Krosno beds in the Przemyśl Carpathians, diatomites form two intercalations, from a few to some tens of metres thick, at a vertical distance of several hundred metres. The upper series is the youngest Flysch formation within the Skole unit. Both the diatomite series attain their maximum development in the syncline od Nozdrzec-Leszczawka-Trzcianiec (tabl. I and fig. 3). They are both built of analogous lithological elements: diverse varieties of diatomite, argillaceous shales, calcareous and non-calcareous sandstones, cherts, oligonites and liparite tuffs, sandstones being more abundant within the upper series. The diatomite series grade into the underlying Krosno beds.

The chief constituent (up to 99 per cent of the rockmass) in the diatomite intercalation are coarse-shaly diatomites, coloured light brown (pl. VII, fig. 1), sometimes cream-white, containing an admixture of argillaceous substance and varying amounts of mineral and animal detritus. Numerous varieties, from porous to cherty, are observable.

#### *Distribution*

So far the occurrence of diatomites has been recorded in the syncline of Nozdrzec-Leszczawka-Trzcianiec and in that of Dydnia-Tyrawa Wołoska (fig. 3). In both cases the two diatomite series have been developed, though not equally well. They make up the cores of the above mentioned syncline, the upper diatomite series having persisted in greatest depressions of the longitudinal axes of synclines. Hence the horizontal range of the upper series is smaller than that of the lower series.

Within the Dydnia syncline, owing to tectonic reductions of the SW limb, exposures of the lower series have been indicated in the NE limb only. Tuffs in the same syncline of the Tyrawa Wołoska area seem to represent traces of the lower diatomite series (pl. VII, fig. 2).

Outside of the mentioned synclines, brown, silico-argillaceous shales occur under similar conditions in the vicinity of Strzyżów (tabl. I). They may be supposed as equivalents of the lower diatomite series (Kotlarczyk 1958).

#### *Diatomite series as correlation horizons*

Field studies have ascertained differences in the position of the two diatomite series in relation to the top side of menilite beds within the considered synclines. At the same time, however, the synchronous formation of either series within structural units, now distinctly different, may be shown.

Correlation is suggested by:

1. lithological similarities of the diatomite series in both synclines;
2. origin of the diatomite series. The mass development and deposition of diatoms could have occurred only under very peculiar conditions abruptly introduced into the sedimentation basin, such as the inflow of silica, changes in the salinity of water et caetera;
3. stratigraphic position of the diatomite series — uppermost in the sections of both synclines;
4. bi-partition of the diatomite series in both synclines.

We may thus speak of a lower correlation diatomite horizon *sensu stricto* (the lower diatomite series) and of an upper correlative diatomite horizon *sensu stricto* (the upper diatomite series). If both these horizons and the intervening Krosno beds be taken as a whole, we may speak of a diatomite horizon *sensu lato*.

The diatomite horizons are easily traceable owing to the presence of cherts and siliceous shales which form morphological outjettings and are readily discernible in weathering residues.

Hence, the present writers feel inclined to recognise the diatomite horizons as correlative horizons complying with requirements for stratigraphic criteria.

#### *Facial changes of diatomite horizons*

The diatomite series are subject to strong facial changes in all directions. These changes are observable in the particular outcrops (fig. 4)

in cross sections of synclines, along longitudinal sections of synclines, finally in corresponding series in diverse units (fig. 3). These changes consist mainly in the mutual replacement of the different varieties of diatomite, as well as the passage of diatomites into non-calcareous sandstones. Transition into other lithological elements is not so common. The most constant horizon is the chert and cherty shale horizon at the bottom of the series. Some differences, however, have been noted here too, e. g. the uncommonly strong development of cherts within the upper diatomite series in Krzywe, while they are altogether absent there in the lower series.

Facial changes also affect the total thickness of the diatomite series, e. g. the lower diatomite series in Leszczawka is from 30 to 80 m. thick, in Brzeżawa 100 m., in Krzywe a few metres only (fig. 3). We are thus dealing here with the replacement of the diatomite series as a whole by the Krosno beds.

### *Origin of diatomites*

The discussed diatomite, its more porous varieties particularly so, is a typical organogenic rock. Diatom shells constitute as much as 65 per cent of the rock volume (pl. VIII, fig. 1 and 2). Among the multitude of reported species representatives of the class Pennatae have been noted, mostly at the bottom of the series. According to A. Krištofovič (1957) this class made its appearance in the Oligocene and flourished during the Miocene. On this evidence the lower age limit of the formation of the Leszczawka diatomite may soundly be established as Oligocene. Moreover, on evidence of the mass abundance of these forms it may reasonably be supposed that the sedimentation of diatomites persisted until the Lower Miocene.

The presence of tuff intercalations within the diatomite series of Leszczawka (Kotlarczyk) and Krzywe (Wieser), together with the occurrence of pyroclastic elements within the sandstones of the diatomite series and within the diatomites (Kotlarczyk 1955b), permits us to associate the origin of diatomites with the appearance in the sedimentation basin of silica of volcanic origin. These liparite tuffs are referable to the outflow of liparite lavas of the Internal Carpathians, whose first phase is by M. Kuthan (1948) dated from the Upper Oligocene to the Burdigalian. This would be a confirmation of the age limits of the diatomite series and, at the same time, of the age of the youngest Krosno deposits (Lower Miocene). None the less the origin of opal silica from the decomposition of argillaceous substances, necessary for the formation of diatom shells, cannot be altogether rejected, as has already been suggested

by J. Murray (fide M. V. Klenova, 1948, p. 168). This suggestion is all the more so reasonable in view of the fact that diatoms are associated with the facies of silico-argillaceous shales, and that in the history of the Carpathians they have already been recorded from menilite deposits (Filipescu 1930, Pokorný 1947, Gaweł 1950, Kuźniar 1952, Kamieński & Tokarski 1958, Kotlarczyk 1958).

It also seems possible to determine the biotope of the Leszczawka diatomite. The opinion now prevalent is that of G. Breile (1956) suggesting that the most favourable conditions for the development and deposition of diatoms are those of littoral zones. Therefore, it may be inferred that the vast masses of diatoms, responsible for the formation of the Leszczawka diatomite, sedimented in a shallow environment, not very distant from the shore. This conclusion may be confirmed by the presence of the here above mentioned representatives of Pennatae whose occurrence is known from littoral zones only (Proškina—Lavrenko 1955).

Diatomites were probably deposited all along the northern and eastern margins of the Krosno beds sedimentation basin, as is indicated by their occurrence in Rumania (Onescu 1951), in a similar stratigraphic position. Their present distribution is suggested as due to erosion denuding large areas of these youngest formations of the Carpathian Flysch, or perhaps to our poor knowledge, particularly in respect of the formations within the Eastern Carpathian Mountains.

#### NEW CORRELATION HORIZONS AND FACIAL CHANGES OF THE KROSNO BEDS

Sections (fig. 5) of the sedimentation basins of the Krosno beds show that the position of Jasło shales and diatomites above the top of the menilite beds varies in the different parts of the basin, also that they occur within various lithological assemblages of the Krosno beds.

The exact character of these changes is shown on the isopachous map of the distinguished series of the Krosno beds.

#### *Description and interpretation of the isopachous map (fig. 6)*

The first step in the compilation of an isopachous map of the discussed area was to unfold the existing folds which distort the palaeogeographic picture. The folds were, therefore, "unfolded" on the basis of H. Świdziński's sections of the Carpathians Mountains, along the lines Tuchów-Stróże, Strzyżów-Dukla and Bircza-Baligród. The unfolding was applied in the Central Depression, from the margin of the Węglówka-Czarnarzeki overthrust southwards, perpendicularly to the axes of folds. The

structures of the Skole nappe were unfolded in a similar manner but to the NE of the overthrust boundary.

Twenty sites of the Jasło shales above the top of the menilite beds in the Central Depression were then indicated on the isopachous map. In the Skole unit account was taken of the position of the lower diatomite series above the top of menilite beds within the synclines of Leszczawka and Dydnia, also the position of Tyrawa Wołoska tuffs and of siliceous shales from the vicinity of Strzyżów. Based on these marked points, the course of isopachytes of the distinguished Krosno beds series below the discussed horizons was then indicated on the map by interpolation with 100 m. isopachytes intervals.

Over a small portion of the Central Depression area it has been possible to plot additional isopachous lines of the lower Krosno beds for the facies of thick-bedded sandstones.

The obtained picture permits a thorough investigation to be made of the character of the varying thicknesses in the Krosno beds.

a) Central Depression.

Maximum thicknesses (about 1800 m.) are noted in the south. The nearly E-W arrangement of isopachytes suggests a similar course of the axis of the basin (Gorlice-Mokre line) slightly dipping to the east. North of this axis the thickness of the Krosno beds below the Jasło shales is reduced to 300 m. within the overthrust area. However, the reduction is not gradual (fig. 6): as far as the 850 m. isopachyte the drop in thickness is abrupt (steep slope), while north of this as far as the 300 m. isopachyte the thickness decreases very slowly (gentle slope). A distinct northwards curve of isopachytes occurs in the vicinity of Jasło and Sanok indicating uniform reduction of thickness. This points out to the occurrence in the slope of the basin of transverse continuously subsiding troughs where material was sedimented in fairly large quantities.

The course of isopachytes obviously indicates the introduction of a continent north of the Central Depression (the Sanok Cordillera of Dżużyński & Ślęczka, 1958).

b) Skiba (Skole unit) area.

Within this unit too, we can note analogous NE changes of thickness.

The axis of the basin runs NW-SE and is partly overlapped by the overthrust. Here also the reduced thickness of the Krosno beds postulates the proximity to the north of a shore (the margin of the Carpathian geosyncline).

In addition to the palaeogeographic picture of the Krosno basins, the isopachous map provides sound evidence of facial changes expressed by the synchronism of deposits differing in thickness. E. g. the age of

the 300 m. series of Krosno beds in the Brzozów area corresponds to that, of the 1500 m. series in the Iwonicz region.

It is interesting to compare the lithological sections of these synchronous series of beds showing the transition of thick-bedded sandstone series into that of shale sandstone, as is illustrated in figure 5.

*The distinguished lithological series (assemblages of sandstones, sandstone-shales and shales) are developed within the Krosno series as distinctly interlinking lithofacies.*

For an interpretation of these changes we must again refer to the isopachous map. Near the northern shore of the Central Depression in the lower part of the Krosno beds we note the accumulation of thickbedded sandstones. These are, however, partly outwashed by the action of currents and deposited on steeper bottom slopes. Turbidity currents relieved of coarser material transported the finest fraction farther into the axial zone of the basin thus forming the shale facies of the Krosno beds.

A typical example of the sandstone facies outwashed by currents is observable within the region of the Jasło trough. The 300 m. thick series of these sandstones has, in the vicinity of Jasło, been outwashed to 100 m., and the outwashed material has been carried southwards (fig. 6) in the trough.

A similar transition of the facies of thick-bedded sandstones into a sandstone-shale or shale facies is noted within the Skole unit, below the lower diatomite horizon, as well as within the intervening series. The sand content of the Krosno beds also diminishes here from NE to SW towards the axis of the basin.

The concise and clear picture provided by the isopachous map is an indirect confirmation of the correlative character of the Jasło shales and diatomites.

#### TENTATIVE STRATIGRAPHIC DIVISION OF THE KROSNO BEDS

In view of the fact that the distinguished correlation horizons are oblique to the facies of the Krosno beds, their so far accepted bi- or tripartition is not of stratigraphic significance. The horizons distinguished in the present paper permit a new stratigraphic division of the Krosno beds.

Within the Central Carpathian Depression the Krosno beds may be subdivided into the *sub-Jasło beds* (below the Jasło shales horizon) and the *supra-Jasło beds*, while over a small area in the Skole unit we may distinguish *sub-diatomite beds* (below the lower diatomite beds) and *inter-diatomite beds* (between the lower and the upper diatomite beds).



The mutual relations of the two correlative horizons and their relation to the menilite beds, as well as the temporal palaeogeographic development of basins are shown in synthetic sections of the sedimentation basins of the Krosno deposits (tabl. II).

The vertical scale of the section has been exaggerated five times. The exaggeration in the case of the menilite and diatomite series is somewhat stronger than that in the case of the Krosno deposits. The sections have been prepared on the supposed constant age of the menilite series, this view being currently recognised in Polish literature.

These sections show the southern Cordillera (postulated by M. Książkiewicz, *fide* Dżułyński & Ślącza 1955), the Central Depression basin, the Sanok Cordillera and the basin of the Skole unit with its northern shore. In both these basins their bottoms constitute the top of the menilite series.

Section *a* (tabl. II) shows conditions prevailing within the basins at a period directly following the deposition of the Jasło shales. Their occurrence is noted in the Krosno beds of the central basin only, with the Sanok Cordillera as the northern limit of their distribution range. A series of the Krosno beds of an equivalent age was at that time deposited in the northern basin. Only its roughly estimated thickness is indicated in the drawing.

Section *b* (tabl. II) shows the next developmental stage of the Krosno basin extending as far as the upper diatomite horizon which terminates Flysch sedimentation. During the period intervening from the deposition of the Jasło shales to the formation of diatomites the Sanok Cordillera became submerged. This led to the complete junction of the two basins. Towards the close of the deposition of the Krosno beds, a uniform aleuropelitic facies developed throughout the considered area. This may be caused by the reduced supply of terrigenous material whose source area, according to Dżułyński & Ślącza, was situated to the west along the axis of the basin. Orogenic movements probably occurred during the last sedimentation phase responsible for the shallowing and breaking up into smaller troughs of the basin, particularly so of its coastal areas. The conditions that followed favoured a mass deposition of diatoms (compare with the "Origin of diatomites").

Some suggestions for the correlation of the Krosno beds in both these units are yielded by tuffs from the diatomite series as well as those from the Dukla folds.

The above interpretation of the development of palaeogeographic conditions is not only admissible one, that based on Šakin's conception (1958) being apparently more suggestive. Investigations of transverse sections of the central zone, the Skole unit and the marginal skilba-folds

in Eastern Carpathians have led that author to ascertain in the field the gradual S-N passage of banded limestones (— the Jasło shales) from the Central Depression Krosno beds into the top part of the lower menilite series in the Skole unit. (Still higher up there occurs an upper menilite series, separated from the lower one by 200 m. of Krosno vel Łopianka deposits — Jabłoński & Weigner 1925).

Since Šakin, on the ground of suggestions similar to those of the present authors, considers the Jasło shales beds as a stratigraphic horizon, he admits the facial synchronism of the Krosno beds and of the menilite beds below the Jasło shales.

The hypothesis postulated by Šakin has been taken into account by the present authors in the course of the last years. However, it has been rejected owing to the lack of observations of all transition stages of the Jasło shales from the Krosno facies to the menilite facies, due to their concealment within a considerable area by the Czarnorzeki overthrust.

The writers have now accepted Šakin's concept. Their speculations, however, based on the achievements of other Polish geologists and their own studies, are far more audacious inasmuch that they have made an attempt to draw up a synthetical report on the younger Paleogene of the Carpathians in the menilite group.

The development of the menilite Krosno sedimentation basins seen from that aspect is shown in table III, prepared in a similar way and on the same scale as table II. Section *a* (tabl. III) covers that period of time which precedes the Jasło limestone facies uniformly developed throughout the considered area. While menilite beds were deposited in the skiba-fold basin, shallow at that time, the central basin was the site of the formation of a thick series of the Krosno beds which, near the shores, facially interlocked the menilite beds. Hence this sedimentation process was responsible for the formation of the passage beds and the upper menilite beds in the Dukla folds (Teisseyre 1930). In consistence with the here suggested hypothesis the Cergowa sandstones would represent a variety of the Krosno facies.

The Sanok Cordillera is not supposed to constitute an unbroken barrier but a string of islands which did not to any great extent hinder communication between the two basins. The age of this stage would probably correspond to the period of time covering the Bartonian-Ludian and part of the Lattorfian.

During the second development stage (tabl. IIIb) of the basin, together with the subsidence of the Sanok elevation, the northern basin was considerably and rapidly depressed. This is in consistence with the general

axial migration and the northward sinking of the basin floor during the development of the Carpathian geosyncline.

In this common basin the first to be deposited together with the menilite facies are clastic sediments in the Kliwa facies (northern part of the basin) which, in the central part, rapidly pass upwards into the Krosno facies, while within the littoral zone they are associated with the menilite facies. The latter interlocks the Krosno facies in a mode similar to that occurring during the first development stage of the central basin. Hence, in some vertical sections we can observe here bipartition of the menilite deposits separated by sediments of the Łopianka facies which is a variety of the Krosno facies. At that time, the sedimentation is continued in the Krosno facies within the Central Depression basin. Diatomites were deposited towards the close of the second stage after the shallowing of the basin. That stage seems referable to the time period from the Lattorfian to the Chattian or perhaps even the Aquitanian.

Within the littoral zone of the Pokucie Carpathians area, menilite beds pass upwards into Słoboda conglomerates. These, at least in part, are also facially interlinked with the youngest portion of the Krosno beds (Bujalski 1930, Tołwiński 1950).

In some regions of the Carpathian Mountains, e. g. in the Buzăulu valley in Rumania, the menilite facies passes upwards directly into Miocene deposits (Onescu 1951). As is shown in the writers' supplementary synthetic section of the eastern portion of the Carpathian basin within Rumanian territory (tabl. IIIc) the menilite facies is interlocked with the clastic deposits in the Kliwa facies, while, to the west, in the direction of the basin axis, the menilite facies in turn passes into the Krosno facies (Podul Morii beds). In some points of the vertical section the bipartition of the menilite facies may here be noted. In the upper sector lateral facial transitions into diatomites are observable.

On the above evidence from the Carpathian Mountains in Polish, Ukrainian and Rumanian territory it may be inferred that the menilite shales facies was preserved from the Upper Eocene through the uppermost Oligocene. Menilite shales are a facial equivalent of the Krosno beds of various age.

This interpretation clears up the so far disputed problems, concerning the age of menilite shales and Krosno beds, as here below:

a) Upper Eocene fauna of large foraminifers from the oldest Krosno beds in the vicinity of Gorlice and Jasło, also of Ciężkowice and Wadowice (Bieda 1938, 1947, Świdziński 1947);

b) Upper Eocene fauna of large foraminifers, according to H. Teisseyre collected from the Cergowa sandstones (Grzybowski 1894, Bieda 1947);

c) Upper Eocene nummulitic fauna from the menilite shales of Seletyn (Bieda 1938) and from Krościenko Niżne and Skalnik;

d) Upper Eocene bryozoan fauna from the menilite series of Skalnik (Pazdro 1929, fide Bieda 1951);

e) Upper Eocene molluscan fauna from the Popiele beds (Rogala 1925, 1932);

Sites a-e are from various parts of the basin, from the central zone towards the margins, hence the various facies.

f) the lower Oligocene fauna of gastropods and lamellibranchs from the Krosno beds in Polanica (Rogala 1925);

g) the Oligocene ichthyofauna from menilite beds (Rychlicki 1909).

Moreover, the following questions were also cleared up:

a) the occurrence of upper menilite beds within the area of the Dukla folds and of the Skole unit, also of their equivalent in the Pokucie Carpathians as the Ruszor beds (Tołwiński 1950);

b) the occurrence of shales of the menilite type in the uppermost part of the Krosno beds of the Central Carpathian Depression (Opolski 1933);

c) the occurrence of cherts in association with black shales in the Krosno beds, e. g. in the syncline of Dydnia and of the Słonne Góry (Krajewski 1930, Kotlarczyk 1958a);

d) the facial position of the passage beds;

e) lithological similarities of Cergowa sandstones and shales (Teisseyre 1930, Tokarski 1946) with the Krosno beds;

Hence the identification of the Łopianiec and Polanica beds with the Krosno beds is fully confirmed.

f) the facial interlinking of the non-calcareous Kliwa type (?) sandstones with the Krosno elements within the Pokucie Carpathians (the so-called Kosów beds of Tołwiński 1950);

g) the occurrence of the Kliwa type sandstones in the diatomite series of Leszczawka;

h) the occurrence of fragments of menilite and grey-greenish shales in the Upper Eocene Krosno beds within the Central Depression.

The present writers think that the hypothesis clarifying all these doubtful questions has been worked out on sound grounds. In view of the importance of the involved inferences the discussion of the postulated conception is believed recommendable.

#### CONCLUSIONS

1° The writers' studies permit the introduction of new correlation horizons (diatomites and Jasów slates) into the stratigraphy of the younger Paleogene of the menilite group.

2° The Central Depression Krosno beds may be stratigraphically subdivided into the sub-Jasło and the supra-Jasło beds. No such separation is possible within the Skole unit, though locally (in the region of Bircza) sub-diatomite and inter-diatomite beds may be distinguished which together correspond to the supra-Jasło beds of the Central Carpathian Depression.

3° On the basis of both these horizons it has been possible to ascertain the occurrence of facial changes in the Krosno beds, consisting in thickness variability and the lateral passage of the various lithological types.

4° The use of the mentioned horizons for geological surveying is serviceable in the recognition of tectonic structure. Indirectly it is helpful in prospecting for oil-bearing areas.

5° The distinction of lithological series within the Krosno beds permits facial separation only, perfectly independent of the stratigraphical, within a limited area and in sites where the menilite beds crop out as a base.

6° Observations of the behaviour of diatomite and Jasło limestone shales correlation horizons suggest conclusions concerning palaeogeographic condition and changes affecting them during the younger Paleogene (basin contours, sculpture of bottom, existing continents, bathymetric conditions et caetera).

7° On a common correlation horizon (Jasło limestone shales) for the menilite and Krosno beds, facial changes have been ascertained not only within the latter beds but also consisting in the replacement of menilite deposits by Krosno, Popiele and similar deposits.

The menilite facies persisted from the upper Eocene to the upper Oligocene. The oldest deposits of this series, formed in the axial zone of the central basin, are replaced by the Mszanka sandstone facies, or by the uppermost portion of hieroglyph beds in the more shallow portions of the basin; also by the Popiele facies within the basin of the Skole unit, and the Borysław sandstone facies within the marginal Carpathians.

The youngest deposits of the menilite facies are interlinked with the Krosno facies, the Kliwa facies often intervening between these two. The diatomite facies in the region of Przemyśl, in the vicinity of Buzău in Rumania, or the uppermost deposits of the Krosno facies within the remaining area, correspond to the youngest deposits of the menilite facies developed at the margins of the basin. Locally, within the Pokucie Carpathians, the youngest deposits of the menilite facies and the equivalent youngest deposits in the Krosno facies are replaced by the oldest deposits of the Słoboda conglomerate facies.

8° Each of these facies is associated with a definite depth of the sedimentation basin:

- a) the Popiele and Słoboda facies are littoral;
- b) the menilite facies is shallow-water;
- c) the Kliwa facies is intermediate between the menilite and the Krosno facies;
- d) the Krosno facies is the deepest.

9° The northwards reduction of the thickness of the Krosno beds below the diatomite horizon suggests that on the northern shores of the skiłba-fold basin — in the region of Przemyśl — the diatomite horizon communicates directly with the top of the menilite series. This would be analogous with the case noted in Rumania where diatomites are a facial variety of the menilite shales.

10° The upper Paleogene boundary, in Poland and Rumania, consists of diatomite deposits, most likely representing a period of time from the Upper Oligocene to the Lower Miocene. In those parts of the littoral zone where no diatoms have developed, the Krosno facies passes directly into the saltbearing facies, while within the remaining area of the menilite group, particularly so within the central basin, sedimentation has ceased at the Krosno beds.

*Geological Mapping Laboratory  
of the College of Mining and Metallurgy  
in Cracow  
Kraków, July 1958*

---

## OBJAŚNIENIA DO PLANSZ V-VIII

## DESCRIPTION OF PLATES V-VIII

## PL. V

## Fig. 1

Warstwy krośnieńskie dolne odsłaniające się w prawym brzegu Wisłoka koło Kołaczyce. Piaskowce gruboławicowe kulisto wietrzejące

*Fot. J. Kotlarczyk*

Lower Krosno beds cropping out in the right bank of the Wisłoka near Kołaczyce  
Thick-bedded sandstones spherically weathering

## Fig. 2

Warstwy krośnieńskie środkowe odsłonięte w lewym brzegu Strwiąża w Krościenku. Piaskowce średnio i cienkoławicowe, laminowane, o teksturze spływowej przelawiane łupkami marglistymi

*Fot. J. Kotlarczyk*

Middle Krosno beds cropping out in the left bank of the Strwiąż in Krościenko,  
Laminated medium and thin-bedded sandstones with flowage structure, interbedded  
by marly shales

## Fig. 3

Warstwy krośnieńskie górne odsłonięte w cegielni w Sobniowie koło Jasła. Kom-  
pleks łupków marglistych z nielicznymi cienkimi wkładkami piaskowców

*Fot. J. Kotlarczyk*

Upper Krosno beds cropping out in the brick kiln at Sobniów near Jasło. Complex  
of marly shales with a few fine sandstone intercalations

## PL. VI

## Fig. 1

Łupki jasielskie (białe ławiczki) z warstw krośnieńskich górnych. Cegielnia w Sob-  
niowie koło Jasła

*Fot. J. Kotlarczyk*

Jasło shales (white laminae) from the upper Krosno beds in the brick kiln at Sobniów

## Fig. 2

Odsłonięcie warstw krośnieńskich górnych z wkładkami łupków jasielskich w lewym  
brzegu Sękówki w Sękowej koło Gorlic

*Fot. J. Dziewański*

Outcrop of upper Krosno beds intercalated by Jasło shales in the left bank of the  
Sękówka at Sękowa near Gorlice

PL. VII

Fig. 1

Odsłonięcie kremowo-białych diatomitów w drodze polnej z Leszczawki do Dobrzanki  
Widok na Dobrzankę

*Fot. J. Kotlarczyk*

Outcrop of cream-white diatomites in a side-road from Leszczawka to Dobrzanka  
View of Dobrzanka

Fig. 2

Odsłonięcie tufów liparytowych z dolnej serii diatomitowej w Tyrawie Wołoskiej  
Widoczne złupkowanie tufu i płaszczyzny kliważu

*Fot. J. Kotlarczyk*

Outcrop of liparite tuffs from the lower diatomite series in Tyrawa Wołoska showing  
slaty tuff and cleavage planes

PL. VIII

Fig. 1

Mikrofotografia diatomitu z Leszczawki. Widoczne formy cylindryczne, pojedyncze  
i kolonialne z rodziny Coscinodiscaceae. W prawym dolnym rogu ziarno kwarcu  
× 450

Nikole //

*Fot. B. Ostrowicki*

Microphoto of Leszczawka diatomite. Cylindrical specimens of family Coscinodiscaceae, single or in colonies. A quartz grain in the right bottom corner  
× 450  
parallel nicols

Fig. 2

Mikrofotografia diatomitu z Leszczawki. Widać formy cylindryczne oraz w prawej  
dolnej ćwiartce przedstawiciela klasy Pennatae  
× 450

Nikole //

*Fot. B. Ostrowicki*

Microphoto of Leszczawka diatomite. Cylindrical specimens and a representative  
of Pennatae (right lower bottom sector)  
× 450  
parallel nicols



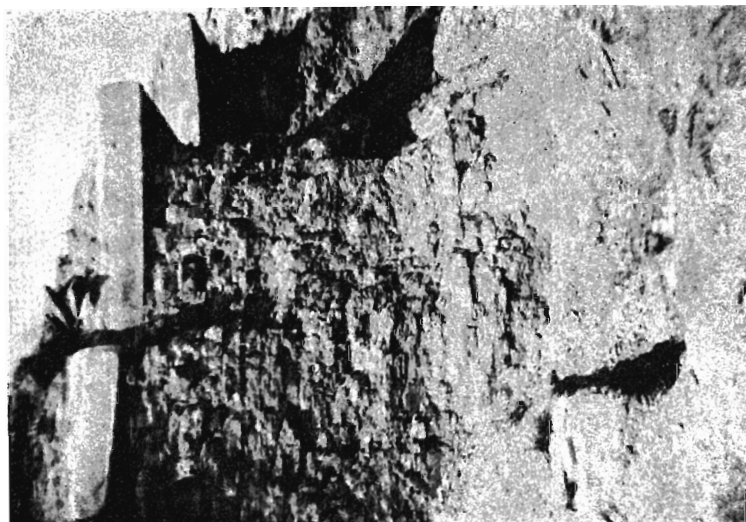


Fig. 3



Fig. 1

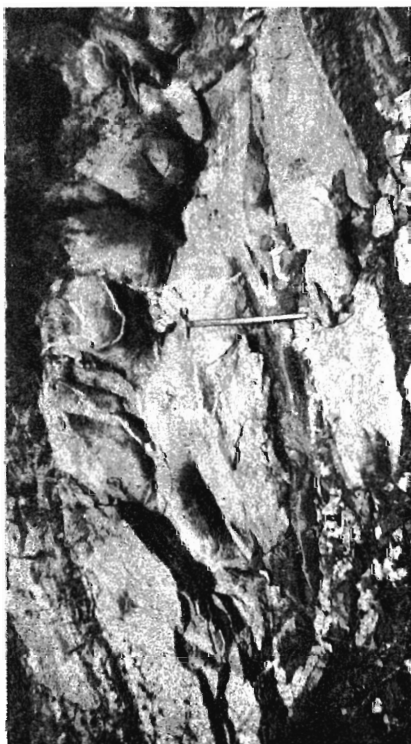


Fig. 2

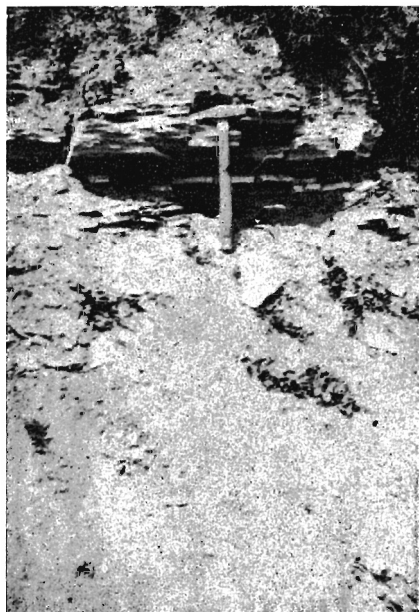


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

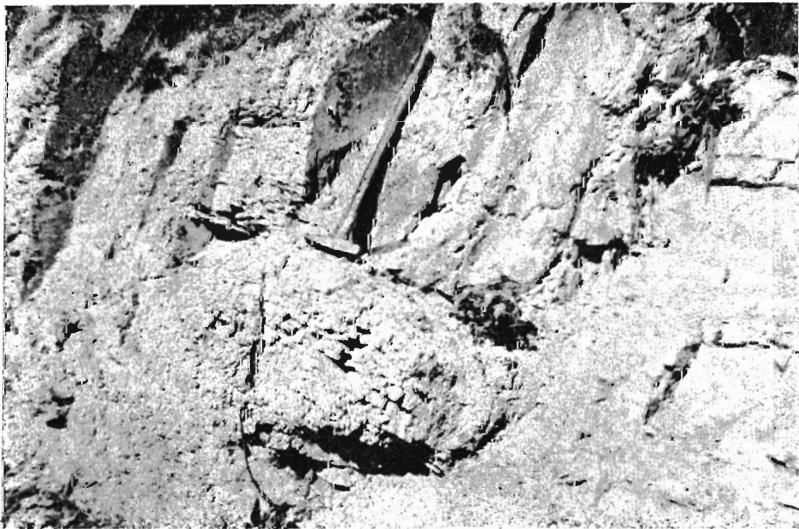


Fig. 2

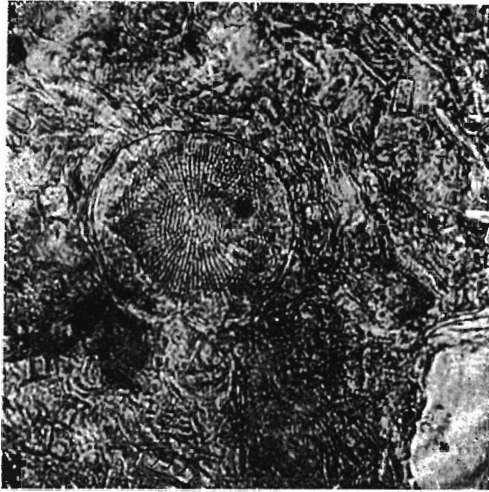


Fig. 1

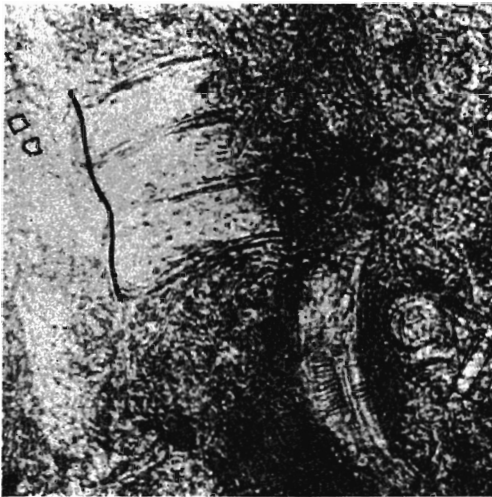


Fig. 2