

Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach

WSTĘP

W związku z pracami nad Atlasem Stratygraficzno-Facjalnym Karpat wykonaliśmy w 1959 r. badania wybranych profilów bieszczadzkiej części jednostki dukielskiej między wsią Solinką a przełęczą Beskid w Wołosatem.

Piśmiennictwo dotyczące geologii tego obszaru jest ubogie. Oprócz wzmianek podanych przez C. M. Paula, E. Tietzego (1879) oraz H. Waltera (1880) wymienić trzeba Atlas Geologiczny Galicji (W. Szajnocha, 1901, 1907), w którym wszystkie występujące tu utwory określono jako łupki menilitowe lub piaskowiec magurski.

Dokładniejsze badania w Bieszczadach przeprowadził Z. Opolski (1927, 1930). Wyodrębnił on nową jednostkę tektoniczną — „płaszczowinę michowska“, którą uważał za przedłużenie płaszczowiny Pietrosu w rozumieniu J. Nowaka (1927). Jednostkę tę H. Teisseyre (1932) nazwał fałdami dukielskimi, a H. Świdziński (1934) fałdami dukielsko-użockimi. Z. Opolski podał zarys tektoniki i stratygrafii tej jednostki (będziemy ją nazywać jednostką dukielską), wyróżniając w niej starszą i młodszą kredę, „eocen“ oraz rogowce i łupki menilitowe. Obserwacje Z. Opolskiego uzupełnił H. Świdziński (1947, 1953).

W ostatnich latach sąsiadujące od zachodu i południa odcinki jednostki dukielskiej badali B. Leško (1952), A. Ślęczka (1959b), T. Ćurkowić (1960) i B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb (1960). Odcinek tej jednostki sąsiadujący od południowego wschodu (Zakarpacie) z omawianym obszarem opracowali geolodzy czechosłowaccy (D. Andrusov, O. Hynie, 1930; D. Andrusov, A. Matějka, 1931; J. Stejskal, 1936), węgierscy (T. Szalai, 1947; F. Horusitzky, G. Wein, 1950; G. Wein, 1943) i radzieccy (O. S. Wiałow, S. I. Pasternak, 1956; F. P. Tiemniuk, 1959)¹.

¹ Węgierscy i radzieccy geolodzy większą, południową część jednostki dukielskiej włączyli do jednostki magurskiej. Do jednostki dukielskiej natomiast włączyli geolodzy radzieccy zarówno strefę przeddukielską, jak i południową część centralnego synklinorium karpackiego (patrz J. O. Kulczycki, 1958), co utrudnia przeprowadzenie porównań. W każdym razie tzw. grupę Stohu uważamy zgodnie z Z. Opolskim (1936) i innymi autorami za przedłużenie jednostki dukielskiej. Wydzielone tam (A. Matějka, D. Andrusov, 1931) gruboławicowe piaskowce Stohu mogą odpowiadać warstwom ciśniańskim, a utwory od nich starsze — warstwom łupkowskim.

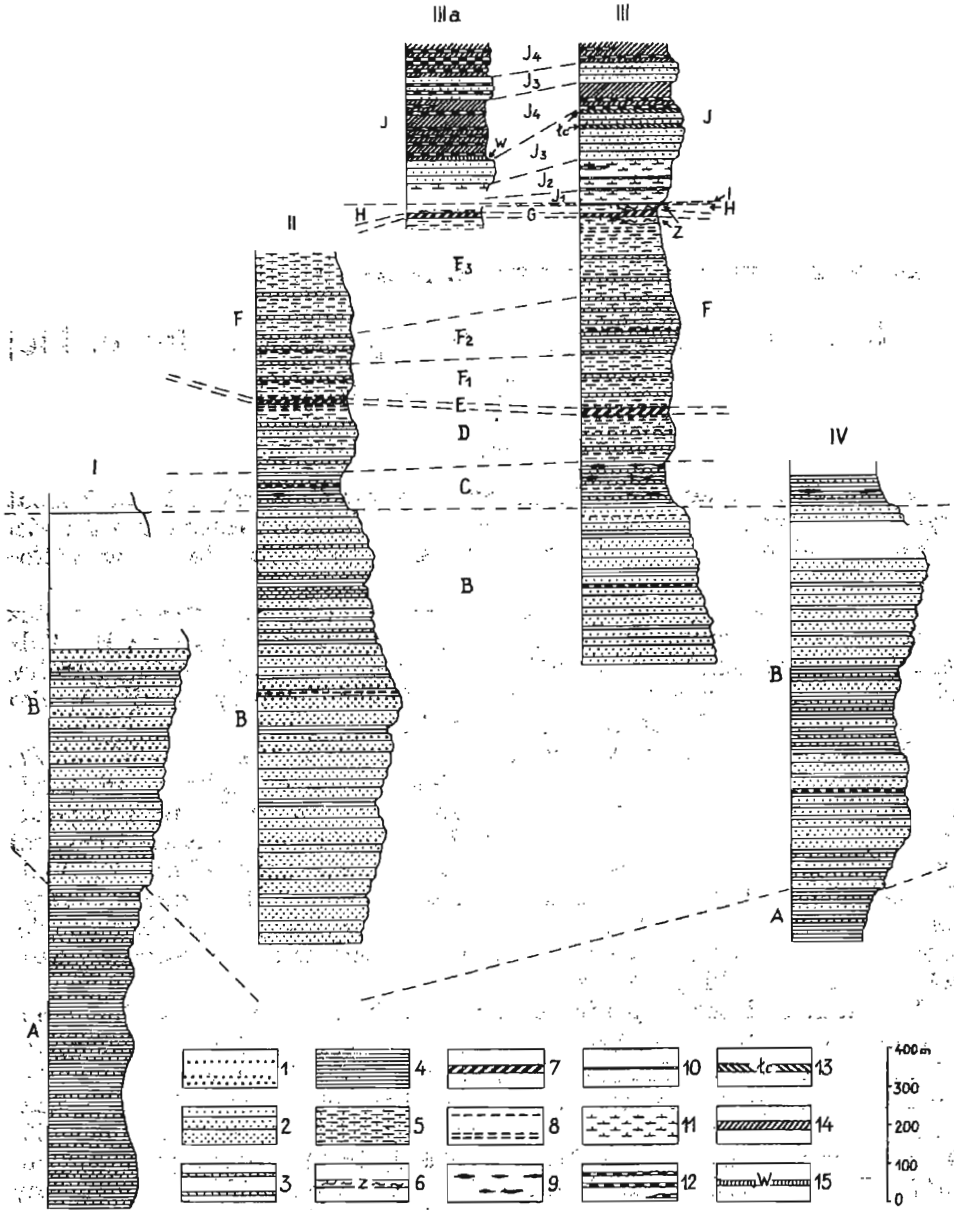


Fig. 1. Profile litologiczno-stratigraficzne serii duklińskiej w Bieszczadach (w przekroju Cisna — Żubracze — Czeremín)

Lithological-stratigraphic columns of the Dukla series in the Bieszczady Mountains (cross-section Cisna—Żubracze—Czeremín)

I — fałd Czeremina; II — fałd Hyrlatej; III — fałd Przystępu; IIIa — wnętrza łuska w synklinia Żubraczego; IV — fałd Wołocanda. A — warstwy łupkowackie; B — warstwy ciśniańskie; C — warstwy z Majdanu; D — warstwy hieroglifowe dolne; E — pstrze łupki dolne; F — warstwy hieroglifowe środkowe (F₁ — oddział dolny, F₂ — oddział środkowy, F₃ — oddział górny); G — pstrze łupki górne; H — zielone łupki i warstwy hieroglifowe górne; I — margle globigerynowe; J — warstwy menilitowe (J₁ — margle

Badany przez nas obszar obejmuje południowo-wschodnią część jednostki dukielskiej w granicach Polski. Występują tu cztery główne, silnie złuskowane fałdy. Są to od północy: I. fałd Wołosania — Rawki (z odwodowym łękiem Moczarnego), stanowiący przedłużenie fałdu Chryszczatej (A. Ślącza, 1959b); II. fałd Przysłupu — Jaska (z drugorzędnie sfałdowanym łękiem Zubraczego), stanowiący przedłużenie fałdu Wisłoka Wielkiego — Komańczy (A. Ślącza, l.c.); III. fałd Hyrlatej; IV. fałd Czerenina (antyklina Bryncowej — B. Leško, 1952). Te elementy zaznaczają się szczególnie wyraźnie w dorzeczu Solinki.

Na południe od fałdu Czerenina, w Słowacji, występuje dalsza, wewnętrzna część jednostki dukielskiej, na którą nasunięta jest jednostka magurska. Na północ od fałdu Wołosania — Rawki przebiega skomplikowana strefa przeddukieleńska (H. Świdziński, 1958), którą zaliczamy już do jednostki śląskiej.

STRATYGRAFIA

Przy opracowywaniu stratygrafii oparliśmy się głównie na przekroju Solinki, w którym odsłonięte są prawie kompletne profile wymienionych wyżej fałdów. Dlatego kolumny stratygraficzne (fig. 1) sporządzono na podstawie tego przekroju, a drobne różnice zaznaczające się w pozostałej części terenu omówiono w tekście. Cytowane niżej zespoły otwornic oznaczyła mgr J. Blaicher, za co składamy jej podziękowanie.

Profil stratygraficzny badanej części jednostki dukielskiej obejmuje utwory kredy górnej i paleogenu.

KREDA GÓRNA

Kredę reprezentują warstwy inoceramowe, rozwinięte nieco odmiennie w porównaniu z zachodnią częścią jednostki dukielskiej. Różnice te widział już Z. Opolski (1926), wprowadzając pojęcie „kredy ciśnieńskiej“. Później wydzielił dodatkowo „kredę starszą“ (1930), przypuszczając że reprezentuje ona kredę dolną, a kredę ciśnieńską zaliczył do kredy gór-

i łupki podrogowcowe, J₂ — margle i łupki z rogowcami, J₃ — piaskowce cergowskie, J₄ — łupki z rogowcami). 1 — zlepienie; 2 — piaskowce gruboławicowe; 3 — piaskowce średnio i gruboławicowe jako wkładki wśród łupków; 4 — łupki ciemnoszare i czarne z cienkimi piaskowcami; 5 — łupki zielone z cienkimi piaskowcami hieroglifyowymi; 6 — łupki zielone; 7 — łupki czerwone i zielone; 8 — margle fukoidowe; 9 — syderyty; 10 — margle globigerynowe; 11 — margle gruboławicowe (podcergowskie) z łupkami menilitowymi; 12 — rogowce; 13 — łupki popielate (cergowskie); 14 — łupki czekoladowe (menilitowe); 15 — wapienie laminowane

I — Czerenina fold; II — Hyrlata fold; III — Przysłup fold; IIIa — internal scale in Zubracze syncline; IV — Wołosan fold. A — Łupków beds; B — Cisna beds; C — Majdan beds; D — lower Hieroglyphic beds; E — lower variegated shales; F — middle Hieroglyphic beds (F₁ — lower member, F₂ — middle member, F₃ — upper member); G — upper variegated shales; H — green shales and upper Hieroglyphic beds; I — *Globigerina* marls; J — Menilite beds (J₁ — sub-hornstone marls and shales, J₂ — marls and shales with hornstones, J₃ — Cergowa sandstones, J₄ — shales with hornstones). 1 — conglomerates; 2 — thick-bedded sandstones; 3 — medium- and thick-bedded sandstones, intercalations within hornstones; 4 — dark-grey and black shales with thin sandstones; 5 — green shales with thin Hieroglyphic sandstones; 6 — green shales; 7 — red and green shales; 8 — fucoid marls; 9 — siderites; 10 — *Globigerina* marls; 11 — thick-bedded (sub-Cergowa) marls with Menilite shales; 12 — hornstones; 13 — light-grey (Cergowa) shales; 14 — chocolate-coloured (Menilite) shales; 15 — laminated limestones

nej. Pogląd ten podtrzymał H. Świdziński (1953, 1958). Odmienny pogląd w odniesieniu do „kredy starszej“ Z. Opolskiego wyraził F. Rabowski (in Z. Opolski, 1930), sądząc że jest ona „odmienną facją kredy górnej“. Również M. Książkiewicz (1956b) podał w wątpliwość obecność dolnej kredy na tym obszarze. B. Leško (1952) i A. Ślącza (1959b) zaliczyli „starszą kredę“ Z. Opolskiego do kredy górnej, uznając ją za odpowiednik warstw inoceramowych. Ostatnio B. Leško i A. Ślącza zaproponowali dla tego ogniwa nazwę warstw łupkowskich (od przełęczy łupkowskiej), która przyjęta została w pracy B. Leški, J. Nemčoka, T. Korába (1960) i w Atlasie Stratygraficzno-Facjalnym Karpát (1961). Utwory górnej kredy omawianej części jednostki dukielskiej dzielą się zatem na warstwy łupkowskie i ciśniańskie.

Warstwy łupkowskie. Występują one głównie w fałdzie Czerenina w Solince i Roztokach Górnych. Strefa tych warstw ciągnie się ku zachodowi poza przełęcz łupkowską do Słowacji, ku wschodowi również przechodzi na teren Słowacji. Wystąpienia wyższej części warstw łupkowskich stwierdziliśmy też w fałdzie Wołosania — Rawki (Cisna, Wetlina, Wołosate) i w następnym ku południowi fałdzie w Moczarnem (fig. 2).

Warstwy łupkowskie stanowią gruby kompleks łupków i piaskowców, na ogół cienkoławicowych. Łupki są zwykle grubo warstwowane, barwy ciemnopopielatej do czarnej; często występują wkładki łupków brunatnych, niekiedy także szarozielonawych. Łupki są zwykle margliste, występują też wkładki łupków ilastych. Większość łupków zawiera grubsze frakcje, stanowiąc przejście do mułowców.

Piaskowce są zwykle drobnoziarniste, cienko- lub średnioławicowe (wyjątkowo grubsze — do 1 m), skorupowe, popielate, z niebieskawym lub zielonawym odcieniem. Obok nieobtoczonego kwarcu występuje w nich dużo drobnych blaszek muskowitu, podrzędnie glaukonit i zwęglone fragmenty flory. Piaskowce te są silnie wapniste; w strefach tektonicznie zaburzonych pocięte są obficie żyłami kalcytu. Większość ławic wykazuje laminację równoległą, przekątną lub falistą. W grubszych ławicach częste jest warstwowanie konwolutowe. Część ławic wykazuje warstwowanie frakcyjne. Charakterystyczną cechą piaskowców z warstw łupkowskich jest łatwość rozpadania się wzdłuż powierzchni ciemnych lamin, złożonych z materiału ilastego z dużą domieszką miki; powierzchnie fragmentów piaskowców zgodne z warstwowaniem są dlatego znacznie ciemniejsze od powierzchni przełamu skały.

Na dolnych powierzchniach ławic piaskowców występują bardzo liczne wąskie, wydłużone, różnej wielkości hieroglify prądowe. Liczne są też hieroglify uderzeniowe, rzadziej występują ślady wleczenia. Zespół hieroglifów organicznych jest dość charakterystyczny i odmienny od zespołu z warstw młodszych. Na tle drobnych precikowatych oraz gruzelkowatych hieroglifów występują krótkie, grube (około 1 cm) wałki (tabl. II, fig. 8).

W warstwach łupkowskich obserwowano ławice (grubości do kilkudziesięciu centymetrów) popielatozielonawych, żółto wietrzących margli z licznymi fukoidami. Zwrócił już na nie uwagę Z. Opolski (1930).

W warstwach łupkowskich zaznacza się silna przewaga łupków nad piaskowcami, ale stosunek obu składników jest zmienny. Ogniwo to skła-

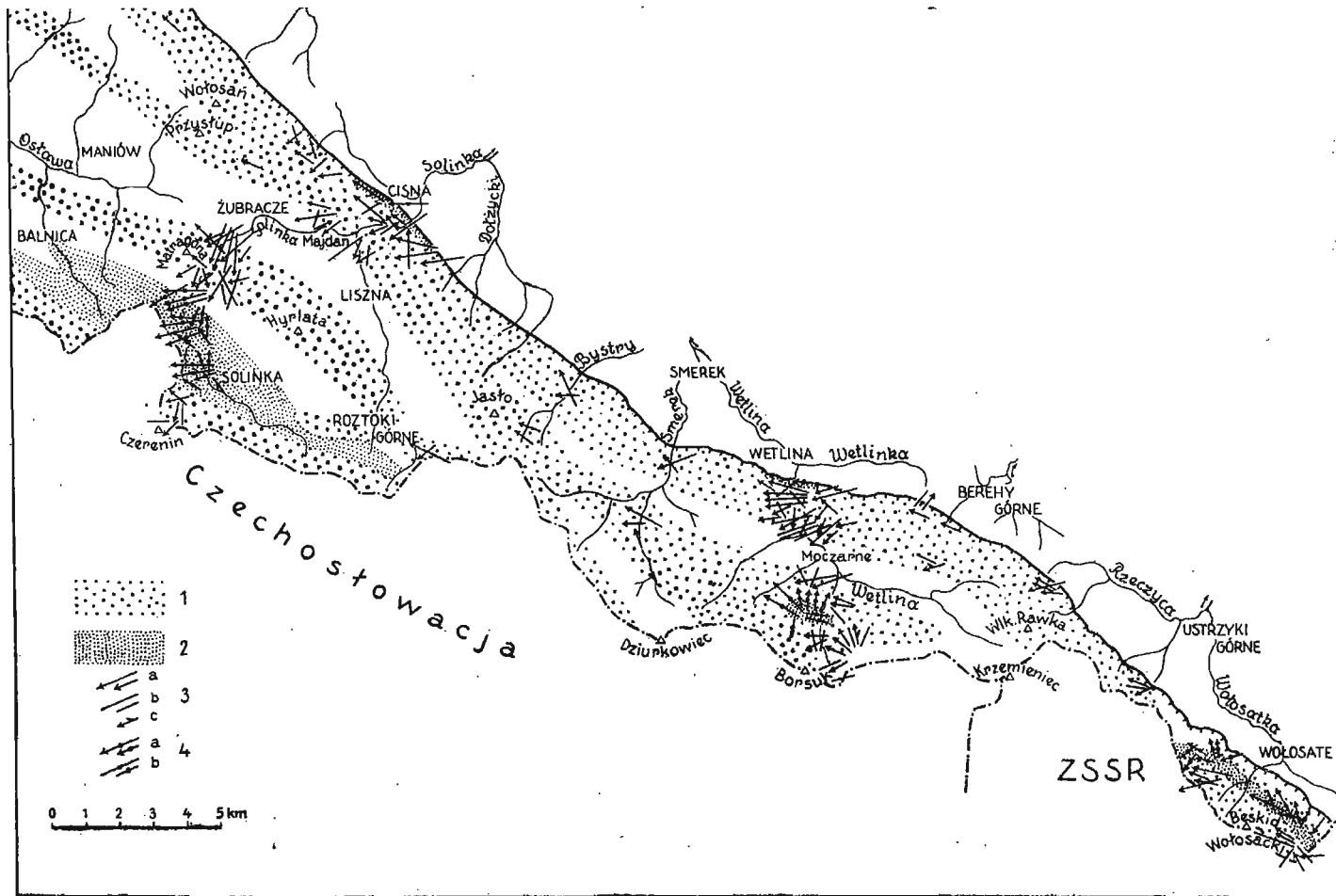


Fig. 2. Kierunki transportu materiału w górnej kredzie

Directions of transport in Upper Cretaceous

1 — warstwy ciśnieńskie; 2 — warstwy łupkowskie; 3 — kierunki transportu w warstwach ciśnieńskich (a — hieroglify prądowe, b — wleczeniowe, c — imbrakacje); 4 — kierunki transportu w warstwach łupkowskich (a — hieroglify prądowe, b — wleczeniowe). Małe strzałki obrazują 1—2 pomiary, duże — 3—5 pomiarów

1 — Cisna beds; 2 — Łupków beds; 3 — directions of transport in Cisna beds (a — flute casts, b — groove casts, c — imbrications); 4 — directions of transport in Łupków beds (a — flute casts, b — groove casts). Small arrows indicate 1—2 measurements, big arrows — 3—5 measurements

da się z naprzemianległych kompleksów wybitnie łupkowych (do 90% łupków) i mieszanych (do 40% piaskowców). W najwyższej jego części stopniowo wzrasta ilość piaskowców i częściej spotyka się ławice grubsze, ponadto pojawiają się ławice gruboziarniste. W ten sposób zaznacza się przejście do nadległych warstw ciśnieńskich.

Warstwy łupkowskie zaznaczają się w morfologii obniżeniami. Całkowita ich miąższość nie jest znana (nie stwierdzono ich spagu). Maksymalną miąższość obserwowano na terenie Solinki (fałd Czeremina). Warstwy łupkowskie są tu sfałdowane, niemniej miąższość ich ocenić można na co najmniej 800 m (fig. 1). Na innych obszarach, gdzie odślania się tylko górna część tych warstw, obserwowano mniejsze miąższości (Cisna — 130 m, Wołosate — 200 m, Moczarnie — 150 m).

Górnokredowy wiek warstw łupkowskich wynika z ich pozycji w profilu, analogii litologicznych do górnej kredy serii magurskiej i skolskiej oraz z danych paleontologicznych.

Z mikrofauny aglutynującej na wiek ten wskazują według J. Blaicher: *Rzehakina inclusa* (Grzyb.), *Proteonina complanata* (Frank), *Horrosina ovulum* (Grzyb.) var. *gigantea* Geröch. Z rzadkich form wapiennych stwierdzonych w niższej części warstw łupkowskich *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau (z Zubeńska) wskazuje na turon — senon, a *Globigerina kelleri* Subbotina (z Solinki) znana jest z dolnego senonu. W górnej części warstw łupkowskich J. Nemčok (1960) stwierdził w Novej Sedlicy (Słowacja) inoceramidy, które odnieść można do santonu — kampanu. Ostatnio ze Słowacji sygnalizowano możliwość występowania cenomanu w tych warstwach (O. Samuel in B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960).

Na podstawie tych danych można przyjąć, że warstwy łupkowskie reprezentują w każdym razie turon — dolny senon i sięgają do senonu górnego przynajmniej w tych strefach, gdzie nadległe warstwy ciśnieńskie są stosunkowo cienkie (np. Nová Sedlica).

Warstwy łupkowskie stanowią odmianę łupkowo-piaskowcowej facji warstw inoceramowych, ale w stosunku do tych warstw z jednostek magurskiej i skolskiej wykazują duże różnice. Podczas gdy w warstwach inoceramowych tych jednostek występują głównie łupki jasnopopielate i popielatozielonawe, pelityczne, ilaste lub margliste, to w omawianym ogniwie serii dukielskiej dominują ciemne, margliste, grubo łupiące się łupki o grubszym ziarnie. Brak też w warstwach łupkowskich silnie wapienistych, jasnopopielatych, twardych piaskowców z rdzawą korą wietrzeniową, stanowiących charakterystyczny składnik warstw inoceramowych serii magurskiej i skolskiej.

Warstwy (piaskowce) ciśnieńskie. Jest to gruby kompleks o przewadze piaskowców gruboławicowych, z podrzędnymi na ogół wtrąceniami łupków. Warstwy te występują we wszystkich wymienionych wyżej fałdach, zajmując około 4/5 powierzchni omawianego obszaru (fig. 2). Wszystkie większe grzbiety górskie tej części Bieszczad są z nich zbudowane. Wśród piaskowców ciśnieńskich występuje kilka odmian.

1. Piaskowce gruboławicowe (ławice grubości do kilku, rzadziej kilkunastu metrów) grubo- i średnioziarniste, zawierające oprócz kwarcu (częsty kwarc niebieski) dużo skaleni i muskowitu oraz biotyty. Piaskowce te są niebieskawopopielate, po zwiędzeniu bardziej szare, z zielonawym

lub rdzawożółtym odcieniem. Są silnie wapniste. Dzięki swej twardości i odporności na wietrzenie tworzą w potokach progi. Piaskowce te mają warstwowanie frakcjonalne, często wielokrotne, a w górnej części ławic często warstwowanie laminowane równoległe lub konwolutive. Występują w nich liczne rozmycia śródławicowe. Często są hieroglify wleczeniowe, duże hieroglify prądowe (zwykle szerokie, rzadko rozrzucone) i hieroglify rozplywowe.

W dolnej lub środkowej części ławic tych piaskowców występują liczne wtrącenia zlepieńców. Sporadycznie spotyka się samodzielne ławice zlepieńców. Grubość zlepieńców w ławicach piaskowców wynosi zwykle kilkanaście lub kilkadziesiąt centymetrów, a samodzielne ich ławice dochodzą do kilku metrów. Zlepieniece składają się z otoczków kwarcu (głównie mleczny i niebieski) i niezwiertzalych szarych skałeni. Rzadziej występują fragmenty różnych łupków metamorficznych i litytów. Średnica otoczków zwykle nie przekracza 0,5 cm, niekiedy dochodzi do 2 cm. Często obserwowano w zlepieńcach imbrykację ziarn.

2. Odmienne typy stanowią piaskowce średnio i gruboławicowe (od kilkunastu centymetrów do 1 m), drobno, rzadziej średnioziarniste, silnie wapniste, bardzo twarde. Są one nieco ciemniejsze od opisanych wyżej piaskowców i mają charakterystyczną rdzawożółtą powłokę, ostro odgraniczoną od niezwiertzalą skałę. Występuje w nich uwarstwienie konwolutive oraz laminacja przekątna i równoległa. W obrazie mikroskopowym obok ziarn nieotoczonego kwarcu widać dużo kalcytowego spoiwa. Występuje też glaukonit, mika i dość liczne otwornice. Na piaskowcach tych liczne są hieroglify prądowe (rzadziej wleczeniowe), zwykle drobniejsze niż na piaskowcach gruboławicowych. Często (rzadziej jednak niż w warstwach łupkowych) występują różnego typu biohieroglify.

3. W większych wkładkach ciemnych łupków w warstwach ciśniańskich występują cienko-, rzadziej średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, podobne do piaskowców z warstw łupkowych.

Oprócz tych głównych typów piaskowców w górnej części warstw ciśniańskich występują niekiedy inne odmiany. W Majdanie nad Solinką obserwowano grubą ławicę twardego, drobnoziarnistego, „jednorodnego” piaskowca barwy różowej, o spoiwie wapienno-krzemionkowym. Występują tam również sporadycznie cienko- lub średnioławicowe ciemne piaskowce kwarcytowe oraz cienkie, kostkowo pękające piaskowce z bogatymi zespołami drobnych biohieroglifów, podobne do piaskowców z warstw hieroglifowych. Na dolnej powierzchni takiego piaskowca znaleziono w Majdanie hieroglif gwiazdzisty (tabl. I, fig. 6), podobny do okazu „M” w pracy W. Nowaka (1957).

Łupki warstw ciśniańskich są twarde, ciemnoszare lub czarne, niekiedy z brunatnym odcieniem, zwykle ilaste lub ilasto-piaszczyste, rzadziej margiliste. Rozpadają się na cienkie blaszki z rdzawymi nalotami po zwietrzeniu. W warstwach tych występuje też kilka wkładek (grubości do kilkunastu centymetrów) ciemnopopielatych, kremowo wietrzejących margli fukoidowych.

Stosunek ilościowy piaskowców do łupków w warstwach ciśniańskich jest zmienny w profilu pionowym. Istnieją też różnice między poszczególnymi fałdami (fig. 1). W najniższej części tych warstw (na przejściu od warstw łupkowych) łupki odgrywają jeszcze dużą rolę (do 50%). Ku

górze dość szybko dominującym składnikiem stają się piaskowce. Największa piaszczystość zaznacza się w fałdzie Hyrlatej; ilość łupków w warstwach ciśnieńskich nie przekracza tu 15%. Jednocześnie w fałdzie tym ławice piaskowców osiągają największą grubość i występuje tu dużo zlepieńców a mało piaskowców cienkoławicowych. W fałdach północnych (zwłaszcza w fałdzie Wołosania — Rawki) występuje dużo łupków, głównie w środkowej części warstw ciśnieńskich, gdzie na pewnych odcinkach profilu łupki przeważają. W fałdach tych mniejszą rolę odgrywają piaskowce gruboławicowe i zlepieńce. W fałdzie Czerenina nie dysponowaliśmy kompletnym i dobrze odsłoniętym przekrojem warstw ciśnieńskich, obserwowaliśmy jednak, że częste są tu zarówno łupki, jak i zlepieńce.

Największą miąższość warstw ciśnieńskich (1200 m) stwierdzono w fałdzie Hyrlatej (profil rzeki Solinki), przy czym ich spąg nie jest odsłonięty. W fałdzie Wołosania — Rawki pełna miąższość tych warstw koło Cisnej dochodzi do 1000 m, a ku wschodowi wzrasta do około 1200 m (Moczarne). W fałdzie Czerenina pełną ich miąższość ocenić można na około 1000 m (fig. 1).

Wiek górnokredowy warstw ciśnieńskich przyjęty przez Z. Opolskiego (1927, 1930) potwierdziło znalezienie amonita przez S. Wdowiarza (*vide* H. Świdziński, 1947). Według ustnej informacji udzielonej nam przez prof. S. Wdowiarza amonit ten został znaleziony w niższej części warstw ciśnieńskich w fałdzie Wołosania w Rabem. Mikrofauna z warstw ciśnieńskich jest według J. Blaicher uboższa niż w warstwach łupkowych. Nie stwierdzono globotruncan, a zespoły otwornic aglutynujących o charakterze górnokredowym są podobne jak w warstwach niższych, z tym że liczniej występuje tu *Hormosina ovulum* (Grzyb.) var. *gigantea* Geröch. Ponieważ warstwy ciśnieńskie występują nad łupkowskimi sądzimy, że należą do górnego senonu i być może sięgają do paleocenu. Podobny pogląd wyrazili A. Ślącza (1959b) i O. Samuel (*in* B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960). Za takim wiekiem tych warstw przemawia też fakt, że i w innych strefach Karpat w górnym senonie i niższym paleocenie pojawiają się powszechnie osady gruboklastyczne o podobnym charakterze.

Warstwy ciśnieńskie są odmianą warstw inoceramowych, ale w stosunku do tych warstw z serii skolskiej wykazują duże różnice. W warstwach ciśnieńskich brak gruboławicowych, rozsypliwych piaskowców glaukonitowych oraz zwirowców ilastych i zlepieńców z dużymi egzotykami, charakterystycznych dla warstw inoceramowych serii skolskiej. Gruboławicowe piaskowce ciśnieńskie opisane jako typ 1 nie występują natomiast w serii skolskiej.

Większe podobieństwa zaznaczają się między warstwami ciśnieńskimi a inoceramowymi serii magurskiej, z których znane są kompleksy gruboławicowych piaskowców i zlepieńców, bardzo podobne do warstw ciśnieńskich (W. Silkora, K. Żytko, 1959). Wspólne dla obu typów warstw jest też występowanie biotyty oraz niebieskich odmian kwarcu.

STARSZY PALEOGEN

Utwory starszego paleogenu wydzielił na omawianym obszarze Z. Opolski (1930) jako jedno ogniwo („eocen“) podając krótki jego opis. W sąsiednich obszarach wprowadzono później (B. Leško, 1952; A. Ślącza,

1959b; B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960) podziały tego ogniwa, do których nawiązujemy w tej pracy.

Jako najniższe ogniwo paleogenu wyróżniliśmy kompleks o przewodzie ciemnych łupków — warstwy z Majdanu². Pozostała część starszego paleogenu wykształcona jest jako warstwy hieroglifowe, wśród których dwukrotnie występują pstre łupki (dolne i górne), rozdzielające warstwy hieroglifowe na dolne, środkowe i górne³. Te ostatnie (rozwinęte na zachód od dorzecza Solinki) są na omawianym obszarze prawie w całości zastąpione przez zielone łupki; w ich stropie występuje poziom margli globigerynowych.

Warstwy (łupki) z Majdanu. Jest to kompleks o przewodzie ciemnych łupków, występujący między warstwami ciśnieńskimi a dolnymi hieroglifowymi (fig. 1). Daje się on śledzić w całej omawianej części jednostki dukielskiej. W morfologii zaznacza się niewielkimi obniżeniami. Najlepsze profile tych warstw występują w dolinie Solinki w Solince i Majdamie (fig. 5) oraz w Moczarnem i Wołosatem (fig. 3).

W warstwach z Majdanu obok dominujących łupków (do 70÷80%) występują podrzędnie piaskowce, margle furoidowe i sydereyty. Głównym składnikiem są ciemne, twarde łupki ilaste łupiące się blaszkowo oraz łupki ilaste lub słabo wapniste łupiące się grubo, o nierównym przełamie. Składają się one z grubszych frakcji i są bardziej miękkie od poprzednich. Obydwa typy łupków mają barwy ciemnoszare do czarnych. Często są brunatne naloty tlenków żelaza. W górnej części warstw z Majdanu pojawiają się wkładki popielatych, w najwyższej zaś części także zielonawych łupków ilastych nieco piaszczystych, młokowych. Stanowią one zapowiedź sedymentacji warstw hieroglifowych.

Wśród łupków z Majdanu występuje kilka odmian piaskowców.

1. Występują tu jeszcze pojedyncze ławice piaskowców ciśnieńskich, opisanych jako typ 2.

2. Częstsze są skrzemionkowane, bardzo twarde piaskowce drobnoziarniste ciemnoszare do czarnych. Pojawiły się one już w warstwach ciśnieńskich, ale dopiero w warstwach z Majdanu stanowią charakterystyczny składnik. Są cienko- lub średnioławicowe, często z grubszym ziarnem w spagu. Występują na nich zwykle hieroglify prądowe i ślady wleczenia.

3. W warstwach z Majdanu występują też często ciemnopopielate, cienkoławicowe, drobnoziarniste, kostkowo pękające piaskowce laminowane z licznymi drobnymi biohieroglifami. Pojawiły się one również w warstwach ciśnieńskich, ale najliczniejsze ich występowanie przypada dopiero na warstwy hieroglifowe dolne. W łupkach z Majdanu występują też warstewki laminowanych mułowców z obfitym muskowitem i detrytusem flory.

4. W Moczarnem i Wołosatem w dolnej części warstw z Majdanu występują grube ławice gruboziarnistych piaskowców typu ciśnieńskiego.

5. W górnej ich części pojawiają się pierwsze wkładki grubo- i średnioławicowych piaskowców szarozielonawych, rdzawo wietrzejących; silnie rozwijają się one tutaj w następnym ogniwie.

² Od miejscowości Majdan około 2 km na SW od Cisnej.

³ Wyróżnione w okolicy Komańczy przez A. Ślęczkę (1959b) warstwy hieroglifowe dolne odpowiadają w naszym ujęciu dolnym i środkowym warstwom hieroglifowym.

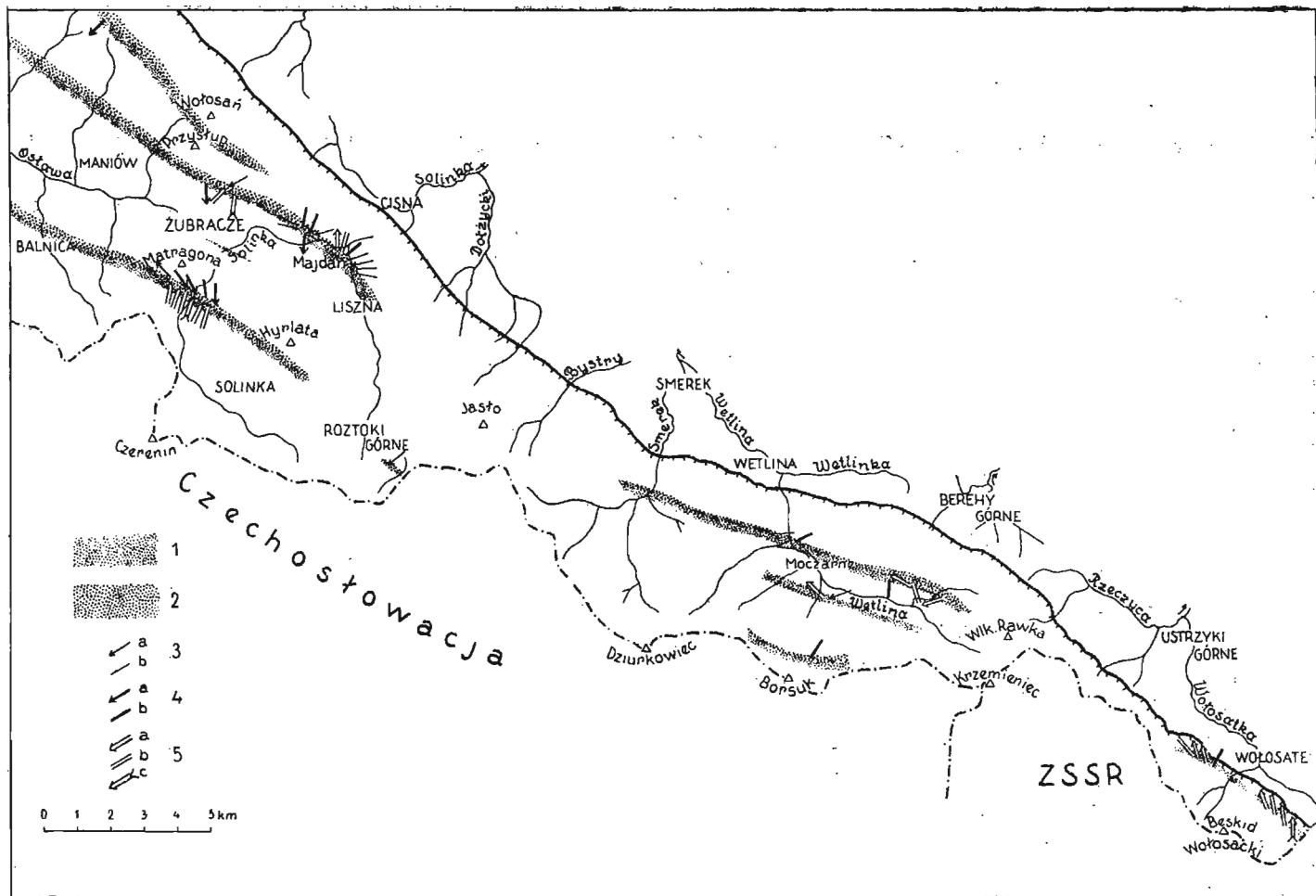


Fig. 3. Kierunki transportu materiału w paleocenie

Directions of transport in Palaeocene

1 — warstwy hieroglicfowe dolne; 2 — warstwy z Majdanu; 3 — kierunki transportu na płaskowcach typu ciśnieńskiego (a — hieroglify prądowe; b — wleczeniowe); 4 — kierunki transportu na ciemnych, często skrzemionkowanych płaskowcach (a — hieroglify prądowe, b — wleczeniowe); 5 — kierunki transportu na glaukonitowych, często zielonych płaskowcach (a — hieroglify prądowe, b — wleczeniowe, c — przekątne warstwowanie). Każda strzałka obrazuje 1–2 pomiary

1 — Lower Hieroglyphic beds; 2 — Majdan beds; 3 — directions of transport on sandstones of Cisna type (a — flute casts, b — groove casts); 4 — directions of transport on dark, often silicified sandstones (a — flute casts, b — groove casts); 5 — directions of transport on glauconitic often green sandstones (a — flute casts, b — groove casts, c — cross-bedding). Each arrow indicates 1–2 measurements

W łupkach z Majdanu występują wkładki (do kilkunastu centymetrów) popielatych margli fukoidowych oraz twarde, pryzmatycznie pękające, ciemnoszare margle sydereityczne z rdzawobrunatną korą wietrzeźniową. Podrzednie również występują tu ławice (grubości do kilkunastu centymetrów) sydereytów, rdzawobrunatnych po zwieterzeniu⁴.

Miąższość warstw z Majdanu jest dość stała; w zachodniej części badanego terenu wynosi 100—130 m (fig. 1), we wschodniej dochodzi miejscami (na wschód od Moczarnego) do 150 m. Wzrost miąższości wiąże się z większą ilością wkładek piaskowców.

Warstwy z Majdanu swą pozycją i rozwojem litologicznym (wybitna przewaga ciemnych łupków, obecność sydereytów) wykazują analogie z łupkami istebniańskimi górnymi. Można przypuszczać, że podobnie jak te ostatnie, należą one do paleocenu. Według J. Blaicher występują tu ubogie zespoły otwornic aglutynujących o cechach przejściowych między faunami górnej kredy i eocenu, mogą więc one odpowiadać paleocenowi. Przykładowy zespół pochodzący z Majdanu obejmuje następujące formy: *Protonina complanata* (Frank), *Dendrophrya* cf. *excelsa* Grzyb., *Hyperammia grzybowski Dylańska*, *Reophax lenticularis* Grzyb., *Nodellum velascone* (Cush.), *Ammodiscus* cf. *polygyrus* Reuss, *Trochamminoides irregularis* (White), *Rzehakina epigona* (Rzehak).

Warstwy hieroglifowe dolne. Składają się one z łupków i cienkoławicowych piaskowców, zawierają ponadto wkładki piaskowców gruboławicowych i margli fukoidowych. Dobre odkrywki tych warstw występują obok cytowanych wyżej profilów warstw z Majdanu (fig. 5).

Głównym składnikiem omawianych warstw są zielone, szarozielone i żółtozielone, często mikowe łupki ilaste, twarde, łupiące się nierówno, z drobną milką. Pomiedzy warstwami hieroglifowymi i warstwami z Majdanu istnieje powolne przejście (przekładanie się zielonych i ciemnych łupków). W warstwach tych występują wkładki (grubości do kilkunastu centymetrów) popielatych i zielonawych, żółto wietrzejących twardych margli fukoidowych, których większe zwarte pakiety występują dopiero w górnej części omawianego ogniwa.

Występujące tu piaskowce są cienko, rzadziej średnioławicowe, drobnoziarniste, ciemnopopielate i zielonawe, kostkowo pękające, zwykle niewapniste. Zaznacza się w nich słaba laminacja; częste są drobne biohieroglify. Hieroglify prądowe są rzadkie i zatarte przez działalność organizmów mułożernych. Piaskowce te są wraz z łupkami głównym osadem omawianych warstw. Są podobne do piaskowców z warstw hieroglifowych serii śląskiej i skolskiej.

Z innych odmian stosunkowo rzadkie są tu cienko- i średnioławicowe, szkliste, zielonawe piaskowce kwarcytowe. Rzadkie są też ławice wapnistych, popielatych piaskowców typu ciśnieńskiego. Dużo częściej występują ciemnopopielate, zbite, twarde (grubości 10—100 cm, wyjątkowo do 2 m) piaskowce z licznymi hieroglifami prądowymi i wleczeniowymi, o spoiwie krzemionkowo-kalcytowym, które występowały już w warstwach z Majdanu. Występują one jako pojedyncze ławice głównie w Zubraczem. Na południowym zachodzie (Solinka) i wschodzie (Moczarne,

⁴ Te właśnie sydereity eksploatowano w XIX w. w Majdanie na potrzeby niewielkiej huty w Ciane (por. W. Szajnocha, 1901, str. 7).

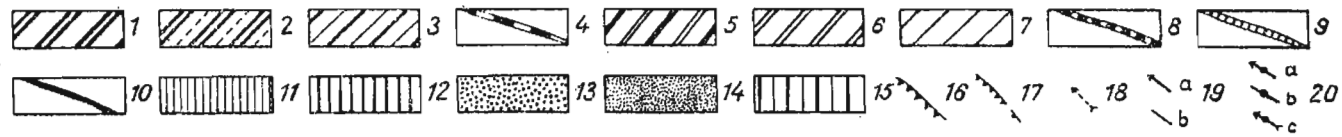
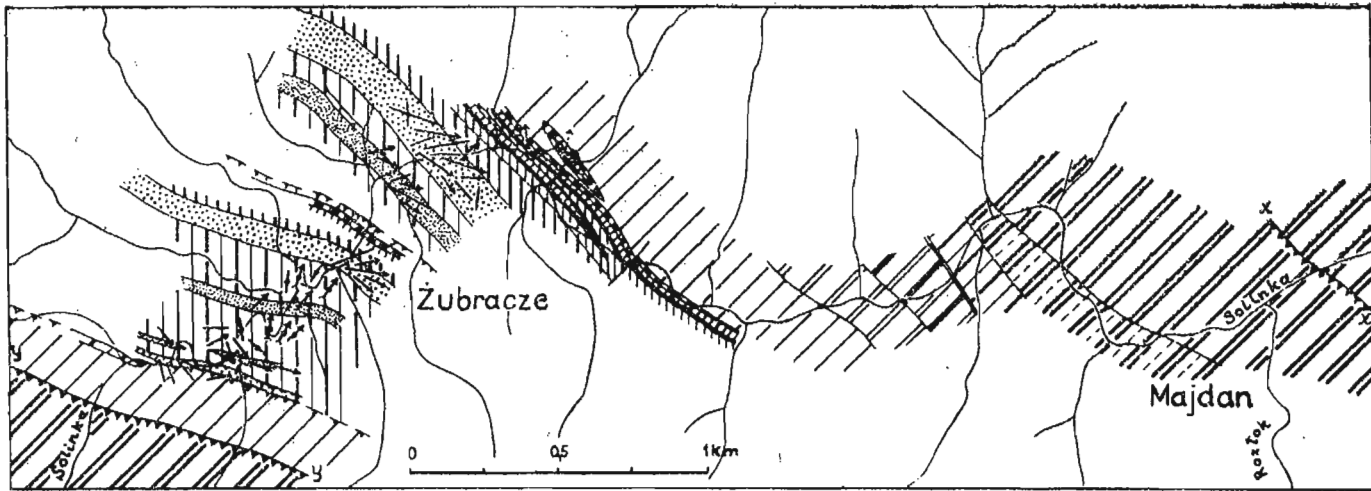


Fig. 5. Szkic geologiczny doliny Solinki w Żubraczem i Majdanie z zaznaczeniem kierunków transportu w górnym eocenie

Geological map of Solinka valley in Żubracze and Majdan with directions of transport in Upper Eocene marked

1 — warstwy cisiańskie; 2 — warstwy z Majdanu; 3 — warstwy hieroglifowe dolne; 4 — pstre łupki dolne; 5—7 — warstwy hieroglifowe środkowe (5 — oddział dolny, 6 — oddział środkowy, 7 — oddział górny); 8 — pstre łupki górne; 9 — łupki zielone i warstwy hieroglifowe górne; 10 — margle globigerynowe; 11—15 — warstwy menilitowe (11 — margle i łupki menilitowe podrogowcowe, 12 — margle i łupki menilitowe z rogowcami, 13 — niższy kompleks piaskowców cergowskich, 14 — wyższy kompleks piaskowców cergowskich, 15 — łupki menilitowe z rogowcami); 16 — nasunięcie fałdu Przystępu (x-x) i Hyrlatej (y-y); 17 — wewnętrzne zsiukowania w łuku Żubraczego; 18 — kierunki transportu (przekątne warstwowanie) w warstwach hieroglifowych górnych; 19 — kierunki transportu w piaskowcach cergowskich (a — hieroglify prądowe, b — wleczeniowe); 20 — kierunki transportu na piaskowcach kwarcytowych w warstwach menilitowych (a — hieroglify prądowe, b — wleczeniowe, c — przekątne warstwowanie)

1 — Cisa beds; 2 — Majdan beds; 3 — Lower Hieroglyphic beds; 4 — Lower variegated shales; 5—7 — Middle Hieroglyphic beds (5 — lower member, 6 — middle member, 7 — upper member); 8 — Upper variegated shales; 9 — green shales and Upper Hieroglyphic beds; 10 — *Globigertna* marls; 11—15 — Menilite beds (11 — marls and Menilite sub-hornstone shales, 12 — marls and Menilite shales with hornstones, 13 — lower complex of Cergowa sandstones, 14 — higher complex of Cergowa sandstones, 15 — Menilite shales with hornstones); 16 — overthrust of Przystup (x-x) and Hyrlata (y-y) folds; 17 — internal scales in Żubracze syncline; 18 — directions of transport (cross-bedding) in Upper Hieroglyphic beds; 19 — directions of transport in Cergowa sandstones (a — flute casts, b — groove casts); 20 — directions of transport on quartzitic sandstones in Menilite beds (a — flute casts, b — groove casts, c — cross-bedding)

Wołosate) stwierdzono natomiast charakterystyczne zielone lub popielatozielonawe (czasem słabo wapniste) piaskowce z glaukonitem (grubości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów), często z hieroglifami prądowymi i wlecaniowymi. W Moczarnem i Wołosatem towarzyszą im gruboławicowe jasne piaskowce arkozowe, również z domieszką glaukonitu.

Obie odmiany gruboławicowych piaskowców tworzą na tym obszarze zwarte pakiety (do 30 m) rozdzielone kompleksami łupków z cienkimi piaskowcami i dlatego dolne warstwy hieroglifowe stają się tam (a także we wsi Solinka) grzbietotwórcze. W Żubraczem pozbawione tych piaskowców warstwy hieroglifowe tworzą morfologiczne obniżenia. Z różną piaszczystością tych warstw wiążą się zmiany ich miąższości. W Żubraczem wynosi ona 130 m, w Solince 180 m (fig. 1), w Moczarnem i w Wołosatem 150÷200 m.

Wyróżnione ogniwo odpowiada prawdopodobnie dolnej części „fliszowych, ilowcowo-piaskowcowych warstw” wydzielonych przez geologów słowackich, a występujące w nim gruboławicowe piaskowce — piaskowcom z pasma Wielkiego Bukowca (B. Leško, 1952; B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960).

Nie dysponujemy danymi faunistycznymi odnośnie do wieku warstw hieroglifowych dolnych. Na podstawie fauny z nadległych pstrych łupków zaliczamy je do paleocenu, podobnie jak cytowanymi geologowie słowaccy.

Psre łupki dolne. Poziom ten występuje w nadkładzie dolnych warstw hieroglifowych i ma znaczenie korelacyjne (fig. 1 i 5). Składa się z jasnozielonych łupków z kilkoma cienkimi wkładkami łupków ciemnoczerwonych z odcieniem fioletowym. Są one twarde, ilaste lub słabo mangliste, bardziej pelityczne niż większość łupków warstw hieroglifowych, zawierają jednak drobną mikę. Brak tu niemal zupełnie piaskowców, występują tylko wkładki margli fukoidowych. Udział łupków czerwonych jest niewielki. W Żubraczem pełna miąższość poziomu wynosi 15 m, w tym łupków czerwonych 1,3 m (5 wkładek — 40, 30, 35, 20, 5 cm). W Solince poziom ten ma miąższość 10 m, udział łupków czerwonych jest większy, a najgrubsza ich wkładka ma 50 cm. W Moczarnem i Wołosatem miąższość pstrych łupków dolnych jest również niewielka.

Opisany poziom pstrych łupków ma bardzo wielkie rozprzestrzenienie w jednostce dukielskiej (B. Leško, 1952; A. Ślącza, 1959b; B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960). Z poziomu tego (Żubracze) J. Bläicher oznaczyła zespół: *Proteonina complanata* (Frank e), *Plectina lenis* (Grzyb.), *Dendrophrya* cf. *excelsa* Grzyb., *Nodellum velascoense* (Cush.), *Ammodiscus* sp. ind., *Glomospira irregularis* (Grzyb.), *G. charoides* (Jon. et Park.), *Haplophragmoides* sp. ind., *H. walteri* (Grzyb.), *Trochamminoides irregularis* (White). Zdaniem J. Bläicher zespół ten, z uwagi na obecność dwu pierwszych form, wydaje się starszy od typowych zespołów dolnoeocęńskich. Możliwe, że warstwy te odpowiadają mniej więcej pograniczu paleocenu i eocenu, zwłaszcza że w tym właśnie czasie psre łupki zyskują regionalne rozprzestrzenienie w innych jednostkach Karpat.

Warstwy hieroglifowe środkowe. Składają się one z łupków, piaskowców (głównie cienkoławicowych) i wkładek margli fukoidowych. Grube to ogniwo zachowane jest kompletnie w okolicy

W górnym oddziale warstw hieroglifowych środkowych wśród dominujących łupków występują piaskowce prawie wyłącznie cienkoławicowe i podrzędnie margle fukoidowe⁷. Obok zielonych łupków ilastych, które dominowały niżej, występują tu obficie łupki margliste popielate (o zielonym odcieniu), żółtawo wietrzejące. Obydwa typy łupków przekładają się wzajemnie.

Piaskowce nie różnią się od cienkoławicowych, popielatych, mikowych piaskowców wapnistych, występujących już w środkowym oddziale. Grubość ich wynosi kilka, wyjątkowo kilkanaście centymetrów. W górnym oddziale występują na przemian pakiety łupkowe oraz mieszane (do 50% piaskowców).

*
* *

Ze względu na powolne zmiany litologiczne składników granice między trzema oddziałami warstw hieroglifowych środkowych wyznaczamy w oparciu o wkładki piaskowców „typu krośnieńskiego“. Obecne są one tylko w środkowej części tych warstw we wszystkich strefach ich występowania.

Warstwy hieroglifowe środkowe zaznaczają się w morfologii obniżeniami. Pełna ich miąższość w Żubraczem wynosi 500 m; w Solince zachowane jest 400 m (fig. 1), w Moczarnem około 350 m, w Wołosatem tylko 150 m. Z pozycji w profilu wynika, że warstwy te obejmują eocen dolny, ale w górnej ich części mikrofauna wskazuje według J. Blaicher na pogranicze eocenu dolnego i środkowego lub na dolną część eocenu środkowego. Podajemy przykładowy zespół otwornic z tej części warstw (Żubracze): *Rhabdammina discreta* Brady, *Dendrophrya* cf. *excelsa* Grzyb., *Reophax pilulifera* Brady, *R. subnodulosa* Grzyb., *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Ammodiscus* cf. *bornemanni* Reuss, *Glomospira charoides* (Jon. et Park.) var. *corona* Cush., *G. charoides* (Jon. et Park.), *G. irregularis* (Grzyb.), *Lituotuba lituiformis* Brady, *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzyb.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Recurvoides deflexiformis* North, *Plectina conversa* (Grzyb.), *Cyclammina amplexans* (Grzyb.).

Pstre łupki górne. Zachowane są tylko w Żubraczem, Lisznej i Roztokach Górnych. Składają się z łupków ilastych czerwonych (jaśniejszych niż w pstrych łupkach dolnych) z drobnymi wkładkami zielonych. Są pelityczne, zawierają jednak drobną miękę. Warstwy te odsłonięte są kilka razy w profilu Solinki w Żubraczem. Miąższość ich i stosunek do warstw podścielających i nadległych są tu zmienne. W profilu wschodnim (pierwsza odkrywka pstrych łupków górnych idąc w górę Solinki — fig. 5) pstre łupki mają miąższość prawie 20 m i leżą na kompleksie (do 20 m) łupków zielonych, rozwiniętych tu w stropie warstw hieroglifowych środkowych (fig. 1). Na pstrych łupkach leżą też łupki zielone. Około 1 km ku zachodowi w przekrojach przez małe drugorzędne siodła (koło mostów na Solince na wschód od leśnej drogi ze szczytu Berest) miąższość pstrych łupków wynosi tylko 2—4 m, a ilość łupków

⁷ Większe wkładki margli fukoidowych nie tworzą tu poziomu jak koło Komańczy (A. Ślęczka, 1959b), lecz rozproszone są zarówno w dolnych, jak i w środkowych warstwach hieroglifowych.

zielonych jest w nich tu większa niż w profilu wschodnim. Poniżej i powyżej nich występują wprost warstwy hieroglifowe.

W pstrych łupkach górnych występuje według J. Bläicher mikrofauna podobna do podanej wyżej fauny z warstw podścielających, ale stwierdzono też zespół młodszy — środkowoeoceński (Żubracze, profil wschodni): *Rhabdammina discreta* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Reophax pilulifera* Brady, *Glomospira charoides* (Jon. et Park.), *G. irregularis* (Grzyb.), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *H. cf. scitulus* Brady, *Recurvoides cf. turbinatus* Brady, *Recurvoides* sp. W innych próbkach z tego ogniwia występują dodatkowo *Cyclamina amplexans* (Grzyb.).

Pstre łupki górne, podobnie jak dolne, mają w jednostce dukielskiej regionalne rozprzestrzenienie (B. Leško, 1952; A. Ślącza, 1959b; B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960).

Łupki zielone i warstwy hieroglifowe górne. W Żubraczem w profilu wschodnim (fig. 5) na pstrych łupkach górnych leży 15 m czystych łupków ilastych ciemnozielonych. Ku zachodowi pojawiają się w nich rzadkie ławice (0,5÷3 cm) popielatych, mikowych piaskowców drobnoziarnistych (z drobnymi biohieroglifami), znanych już z górnej części warstw hieroglifowych środkowych. W zachodnich profilach w Żubraczem wzrasta ilość tych piaskowców w zielonych łupkach, a miąższość tych warstw wynosi około 20 m (fig. 1). W Żubraczem zaznacza się więc przejście boczne zielonych łupków w warstwy hieroglifowe górne, które dalej ku zachodowi wykazują coraz więcej piaskowców i osiagają dużą, kilkusetmetrową miąższość (A. Ślącza, 1959). Ze stropowej części tych warstw pochodzi z okolic Komańczy górnoeocenska fauna dużych otwornic (B. Gajdarska in A. Ślącza, 1959 b). Również O. Samuel stwierdził w Słowacji w podobnej pozycji mikrofaunę górnoeocenska (B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960).

Margle globigerynowe. Pomiedzy wyżej opisanym ogniwem a warstwami menilitowymi (fig. 1) występuje poziom (3÷5 m) popielatych i zielonawych, kremowo wietrzejących, grubo warstwowanych margli, odsłoniętych wielokrotnie w profilu Solinki w Żubraczem (fig. 5). Margle te, zwłaszcza w wodzie, wyraźnie odcinają się od skał otaczających. Są pozbawione wkładek piaskowców. W dolnej ich części zdarzają się warstewki zielonych łupków ilastych, w górnej — brunatnych łupków marglistych. Margle zawierają masowo globigerynowy. Pozycją w profilu, litologią i mikrofauną (oznaczoną przez J. Bläicher) odpowiadają one podmenilitowym marglom globigerynowym (górnny eocen) innych obszarów Karpat. W jednostce dukielskiej stwierdzono ten poziom w różnych profilach (G. Wein, 1943; H. Jurkiewicz, 1958; A. Ślącza, 1959 b i W. Silkora, 1960).

MŁODSZY PALEOGEN

Młodszy paleogen reprezentuje na badanym terenie *tylko niższa część warstw menilitowych*, w których Z. Opolski (1930) wydzielił osobno rogowce, a A. Ślącza (1959b), B. Leško (1960) i B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb (1960) przeprowadzili na sąsiednich terenach dokładniejszy podział. Na badanym obszarze wyróżniliśmy w warstwach menilitowych

(fig. 1 i 5): margle i łupki menilitowe podrogowcowe, margle z rogowcami, piaskowce cergowskie i łupki menilitowe z rogowcami. Wyższa część warstw menilitowych, warstwy przejściowe i krośnieńskie nie są tu zachowane, występują jednak na sąsiednich odcinkach jednostki dukielskiej.

Margle i łupki menilitowe podrogowcowe. Kompleks ten, odsłonięty w kilku punktach w Żubraccem, składa się z niezbyt twardych, czekoladowych, płytkowo łupiących się margli, przekładanych ilastymi łupkami ciemnoczekoladowymi. Ponadto występują tu twardsze gruboławicowe margle czekoladowe, zwane *marglami podcergowskimi* (A. Słaczka, 1959 b), rozwinięte szczególnie obficie we wschodniej części Żubracczego. W ogniwie tym brak wkładek piaskowców. W profilach wschodnich Żubracczego ma ono około 40 m, w zachodnich — do 30 m grubości (fig. 1). Kompleks ten odpowiada poziomowi podrogowcowych łupków menilitowych, regionalnie rozwiniętemu w Karpatach (L. Koszarski, K. Zytko, 1959, 1961; L. Koszarski, T. Wieser, 1960).

Margle i łupki menilitowe z rogowcami. Kompletny profil tego ogniwia (fig. 1 i 5) daje przekrój Solinki w Żubraccem (przy ujściu potoku spod szczytu Sasów). Głównym składnikiem są tu gruboławicowe (do 1 m), twarde *margle podcergowskie*, ciemnoczekoladowe, po zwietrzeniu jasnopopielate na powierzchni. Rozpadają się one na wielkie bloki z charakterystycznymi muszlowymi wklęsłościami. Niektóre ich ławice wyklinowują się soczewkowo. W jednej z ławic obserwowano wirowce. Równorzędnym składnikiem są drobno łupiące się łupki ciemnoczekoladowe, przekładane marglami płytkowymi tej samej barwy. Łupki z tymi marglami i margle gruboławicowe tworzą naprzemianległe, kilkumetrowe kompleksy. Podrzednym, ale charakterystycznym składnikiem wśród łupków tego ogniwia są czarne rogowce (ławice miąższości do kilku centymetrów). Tworzą one dwie odległe od siebie o 20 m wkładki (2,5 m i 2 m) oraz wyżej kilka cienkich pojedynczych ławic. W ogniwie tym występują też pojedyncze ławice czarnych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcytowych. W części najwyższej pojawiają się cienkie wkładki wapniastych, popielatych, mikowych piaskowców skorupowych. Dolną granicę opisanego ogniwia (o miąższości 80 m) wyznacza pierwsza wkładka rogowców, górną — spąg zwartego kompleksu piaskowców cergowskich. Ponieważ wyżej w warstwach menilitowych występują obficie rogowce, sądzimy, że opisanie ogniwia odpowiada tylko najniższej części kompleksu rogowców menilitowych bardziej północnych jednostek Karpat.

Piaskowce cergowskie. Zachowane są w zachodniej części łęku Żubracczego. Dobre ich odsłonięcia występują w dolinie Solinki, gdzie profil tych piaskowców powtarza się dwukrotnie (fig. 1 i 5): powyżej ujścia potoku spod szczytu Feliszówka (profil północny) i dalej na WSW. powyżej mostu (profil południowy). Zaburzone tektonicznie piaskowce cergowskie występują też w rzece w południowej części wsi⁸. Piaskowce cergowskie tworzą dwa kompleksy rozdzielone i przykryte łupkami menilitowymi z wkładkami margli, piaskowców i rogowców. Pomiędzy północnym i południowym profilem w rozwoju i miąższości obu kompleksów i oddzielających je łupków menilitowych zaznaczają się różnice.

⁸ Profil północny (III) występuje w północnym skrzydle łęku Żubracczego, południowy (IIIa) w niewielkiej, drugorzędnej ruzce w obrębie tego łęku, a wystąpienia w południowej części wsi — w południowym, zaburzonym skrzydle łęku (fig. 5).

Piaskowce cergowskie są twarde, wapniaste, popielate, silnie mikowe. Po zwiertzeniu stają się brunatnożółte lub jasnordzawe na powierzchni. Jak już nieraz podkreślano, mają cechy podobne do niektórych odmian piaskowców krośnieńskich. W ławicach piaskowców (0,2–2 m), zwykle drobno- i średnioziarnistych, występują liczne drobne fragmenty popielatych, czarnych i zielonych łupków. Częste są w tym ogniwie cienko- i średnioławicowe piaskowce skorupowe konwolucyjnie warstwowane. Na obu typach piaskowców częste są hieroglify prądowe i wleczeniowe. Wśród piaskowców występują wkładki popielatych, brudnożółto wietrzejących łupków marglistych typu krośnieńskiego (zwanych łupkami cergowskimi — A. Tokarski, 1947) oraz łupków menilitowych.

Dolny kompleks piaskowców cergowskich w północnym profilu ma 130 m miąższości (fig. 1). Niższą jego część stanowi pakiet (80 m) piaskowców z przewagą grubych ławic, wyżej leżą łupki cergowskie (10 m) z piaskowcami cienkoławicowymi, następnie pakiet (30 m) piaskowców z cienkimi wkładkami łupków i znów łupki cergowskie (około 10 m). W niższym pakiecie piaskowców występuje ławica (1 m) czarnego, twardego, skrzemionkowanego marglu, a w niższej wkładce łupków cergowskich — ławica dolomitu żelazistego. Wkładki łupków menilitowych w omawianym kompleksie są cienkie i rzadkie.

W południowym profilu dolny kompleks piaskowców cergowskich ma 60 m grubości. Łupki cergowskie tworzą tu cienkie wkładki, więcej jest natomiast łupków menilitowych, zwłaszcza w dolnej części, gdzie osiągają przewagę. W stropie kompleksu występuje ławica twardego, czarnego marglu, ławica dolomitu żelazistego (30 cm) i *wkładka wapiennej skały* (19 cm), zbliżonej wyglądem do łupków jasielskich, złożona z naprzemianległych warstw laminowanych i nielaminowanych.

Górny kompleks piaskowców cergowskich w obu profilach w Zubraczem ma około 50 m miąższości (fig. 1). Składa się z grubszych ławic piaskowców (cienkie występują podrzędnie). W profilu północnym występują tylko cienkie wkładki łupków menilitowych, rzadziej cergowskich, w południowym zaś łupki menilitowe przeważają w tym kompleksie, a piaskowce występują jako pojedyncze ławice (do 1,5 m). Nie obserwowano tu łupków cergowskich, natomiast wśród wkładek łupków menilitowych pojawiają się obficie czarne rogowce.

Łupki menilitowe z rogowcami. Odsłonięte są w tych samych profilach co piaskowce cergowskie (fig. 1 i 5). Wyróżniono tu dwa kompleksy łupków — niższy, rozdzielający omówione kompleksy piaskowców cergowskich i wyższy, stanowiący najmłodsze zachowane ogniwo paleogenu.

Niższy kompleks łupków menilitowych w profilu północnym ma miąższość 70 m, w południowym — do 150 m. Wkładki margli czekoladowych i grubo łupiących się łupków marglistych występują częściej w profilu północnym. Ławice czarnych rogowców tworzą skupienia (7 w profilu południowym, 2 w północnym). W obu profilach występują rzadkie pojedyncze ławice piaskowców cergowskich oraz (głównie w profilu południowym) cienko- i średnioławicowe piaskowce kwarcytowe ciemnoszare do czarnych z częstymi śladami wleczenia. Występują też w tym ogniwie dolomity żelaziste.

Wyższy kompleks łupków menilitowych odsłania się dobrze tylko w południowym profilu Żubraczego. Ponad górnym kompleksem cergowskim zachowane jest tu w dnie łęku około 80 m łupków menilitowych (twardych, blaszkowych, z nalotami ałunu) z czarnymi, rzadziej brunatnymi rogowcami. Na kilkumetrowych odcinkach profilu przeważają rogowce. Dość liczne są też ciemne, cienkolawicowe piaskowce kwarcytowe, czasem z uwarstwieniem przekątnym. Obserwowano tu również kilka cienkich ławic piaskowców skorupowych typu cergowskiego. W górnej części kompleksu występuje ławica (1 m) czarnego, skrzemieniałego mułowca piaszczystego (muddy sandstone).

*
* *
*

Rozwój warstw menilitowych w Żubraczem wykazuje duże podobieństwo (margle podcergowskie, dwudzielność piaskowców cergowskich, pozycja wapienia typu jasielskiego, wkładki łupków cergowskich itp.) do profilu z okolic Komańczy (A. Ślącza, 1959 b), jest więc charakterystyczny dla znacznej części jednostki dukielskiej. W obu obszarach piaskowce cergowskie są starsze od głównego nagromadzenia rogowców. Można przypuszczać, że warstwy menilitowe badanego terenu (z wyjątkiem podrogowcowych) odpowiadają pakietowi rogowców bardziej północnych jednostek Karpat, a duża ich miąższość (podobnie jak innych ogniw) spowodowana jest szybką sedymentacją. Piaskowce cergowskie są zapewne nieco młodsze od piaskowców podrogowcowych typu krośnieńskiego jednostek śląskiej i podśląskiej lub częściowo im odpowiadają (A. Ślącza, 1959 b, c). Towarzysząca piaskowcom cergowskim wkładka laminowanych wapieni może odpowiadać podobnym skalom występującym w innych jednostkach w poziomie rogowców (L. Koszarski, K. Żytko, 1959, 1961). Wkładce tej odpowiadają zapewne „łupki jasielskie“ znalezione przez S. Juchę i J. Kotlarczyka (1958) w jednostce dukielskiej koło Dukli, a właściwe łupki jasielskie występują w tej jednostce wysoko w warstwach krośnieńskich (A. Ślącza 1959 c; W. Sikora, 1960).

Fauny z piaskowców cergowskich (F. Bieda, 1946) i z tzw. ławicy mszywiolowej (M. de Cizancourt, 1928; Z. Pazdro, 1929; A. Ślącza, 1959) wskazują, że niższa część warstw menilitowych jednostki dukielskiej należy do górnego eocenu. Górna granica eocenu nie jest tu dokładnie określona, ale warstwy krośnieńskie zawierają już fauny dolnego oligocenu (O. Samuel in B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960).

PALECGEOGRAFIA

Na podstawie pomiarów kierunków transportu materiału detrytycznego (za pomocą hieroglifów mechanicznych, przekątnego warstwowania i imbrykacji), analizy zmian facjalnych i miąższości można podać zarys paleogeografii górnej kredy i paleogenu omawianego terenu⁹. Pewne

⁹ Ogólne wyniki badań podaliśmy w Atlasie Stratygraficzno-Facjalnym Karpat (1961). W rozważaniach paleogeograficznych opieramy się na teorii prądów zawieszonych powszechnie przyjętej w nowszym piśmiennictwie.

ogólne dane o paleogeografii strefy dukielskiej podali M. Książkiewicz (1956a, 1956b, 1958a, 1958b), S. Dżużyński, A. Ślącza (1959) i S. Dżużyński, M. Książkiewicz, P. H. Kuenen (1959). Nawiązujemy też do szczegółowych danych A. Ślącza (1959b) z okolic Komańczy. Brak danych o kierunkach transportu lub nawet o rozwoju facjalnym w innych częściach tej jednostki utrudnia rekonstrukcję paleogeograficzną.

G ó r n a k r e d a. Najstarsze znane osady strefy dukielskiej — warstwy łupkowskie (turon — senon, głównie dolny) są już w pełni rozwiniętym fliszem i można przypuszczać, że były one poprzedzone innymi osadami. Wydaje się, że wcześniej mogły osadzać się tu łupki pstry, gdyż w innych jednostkach Karpat tego typu osady poprzedziła w cenomanie — turonie depozycja pstrych łupków. W najniższej części warstw łupkowskich (wieś Solinka) mało zróżnicowane kierunki transportu wskazują na dostarczanie materiału z ENE (fig. 2). Zapewne pochodził on ze źródła leżącego dalej na wschodzie na zewnątrz od strefy dukielskiej i był transportowany wzdłuż zarysowującego się już wtedy basenu, którego dno obniżało się ku zachodowi. W wyższej części tych warstw (w której pojawia się już grubszy materiał) obserwowano zróżnicowane kierunki transportu: ze wschodu, z południowego wschodu i z południa oraz z północnego wschodu i północy. Możliwe, że w miarę gromadzenia się osadów basen dukielski¹⁰ pogłębił się tworząc rynnę, której oś biegła bliżej północnego brzegu. Prądy zawieszinowe płynące ogólnie z południowego wschodu i niosące materiał z poprzednio wspomnianego źródła schodziły do osiowej części rynny dając zbieżny rozrzut kierunków. Jednakowoż liczne kierunki z południa mogą też wskazywać na istnienie drugiego obszaru źródłowego na południowym wschodzie, po wewnętrznej stronie basenu.

W okresie osadzania się warstw ciśnieńskich (górnny senon — najniższy paleocen) paleogeografia basenu była podobna (fig. 2). W warstwach tych występują głównie kierunki transportu ze wschodu, północnego wschodu i południowego wschodu. Kierunki z północnego wschodu i z NNE są szczególnie liczne w pasmie Hyrlatej — Matragony. Podrzednie występują kierunki z południa, południowego zachodu i z północy. Zwraca uwagę przewaga kierunków prostopadłych do biegu fałdów na linii Cisna — Czerenin i równocześnie duża ilość zlepieńców w tej strefie. Być może przebiegało tu poprzeczne obniżenie w obrębie basenu. Strefa maksymalnych miąższości warstw ciśnieńskich i ich maksymalnego zapiaszczenia układa się wzdłuż linii Hyrlata — Jasło — Wielka Rawka. Ku północy, a zwłaszcza ku południowi warstwy te stopniowo cienieją, w południowej zaś strefie jednostki dukielskiej nie są już rozwinięte (B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960). Facja ciśnieńska redukuje się też ku północnemu zachodowi. W czasie osadzania się warstw ciśnieńskich zaznaczała się więc jeszcze wyraźniej rynna dukielska, asymetryczna w przekroju poprzecznym. Jej strefa osiowa biegła bliżej północno-wschodniego, bardziej stromego brzegu i była najsilniej zasypywana

¹⁰ Mówiąc o basenie dukielskim chcemy podkreślić, że na rozpatrywanym odcinku zarysowuje się on w górnej kredzie i paleogenie jako odrębne wydłużone obniżenie o zaznaczających się zboczach i strefie osiowej. Nie rozpatrujemy tu jego połączeń z basenem śląskim i stosunku do strefy, w której osadzała się seria magurska.

osadami dostarczonymi z czynnego poprzednio źródła położonego na zewnątrz od basenu. Przypuszczalnie na północ od tego źródła znajdowała się strefa czarnohorska. Ten źródłowy obszar, dość gwałtownie wydzwignięty w górnym senonie, dał wielką ilość klastycznego materiału.

Na przedłużeniu obszaru źródłowego warstw ciśnieńskich bieгло wyniesienie oddzielające basen dukielski od śląskiego, gdzie osadzały się warstwy istebniańskie, których materiał transportowany był z północnego zachodu (A. Ślącza, 1959a). Wyniesienie to łączyło przypuszczalnie masyw marmaroski z kordylierą śląską.

Starszy paleogen. W paleocenie nastąpiły duże zmiany w paleogeografii. Istniejąca rymna została w znacznej mierze wypełniona osadami (warstwy ciśnieńskie), a poprzeczny profil basenu w omawianej strefie znacznie wyrównany. W dostarczanych osadach znacznie przeważa teraz w północnej strefie basenu drobny materiał w postaci łupków i cienkoławicowych piaskowców hieroglifyowych, w których nie stwierdzono wyraźnych kierunków transportu. W ciągu paleocenu nastąpiła też zmiana osadzanych ilów z ciemnych na zielone.

W warstwach z Majdanu zaznacza się po raz pierwszy wyraźne różnicowanie kierunków transportu w zależności od rodzaju materiału (fig. 3). Pojedyncze ławice piaskowców ciśnieńskich (zamiłkające w warstwach hieroglifyowych) wykazują kierunki transportu z północnego wschodu, wschodu i południowego wschodu, z zanikającego stopniowo źródła po zewnętrznej stronie basenu na wschodzie. Liczne mniej lub bardziej skrzemionkowane ciemne piaskowce (występujące najliczniej w północno-zachodniej części obszaru) mają kierunki ogólnie z północy (bardziej gruboziarniste ich odmiany — z północnego zachodu) i przypuszczalnie pochodzą z innego źródła, leżącego również na zewnątrz od basenu dukielskiego. Grubo- i średnioławicowe, zwykle glaukonitowe (często zielone) piaskowce występujące w południowej i wschodniej części obszaru w warstwach hieroglifyowych dolnych (na wschodzie zjawiają się one już w łupkach z Majdanu) okazują liczne kierunki transportu z południa, południowego wschodu i południowego zachodu (fig. 3). Ku północy osiągają one, ukośnie do przebiegu fałdów, linię Wielka Rawka — Matragona. Dalej ku północy obserwowano jedynie podrzędne piaskowce o kierunkach z południa w fałdzie Przysłupia. Ku południowi rozwijają się one coraz silniej (kosztem facji hieroglifyowej), tworząc w pasmie Wielkiego Bukowca i w nastażskiej antyklinie potężny (do 500 m) kompleks piaskowców i zlepieńców (B. Leško, 1952; B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960). Z cytowanych prac wynika, że kompleks ten również ku zachodowi cienieje. Przypuszczamy, że piaskowce te pochodzą ze źródła leżącego w południowym obrzeżeniu basenu dukielskiego. Nie wiadomo, czy istnieje związek tego źródła z ewentualnym południowym źródłem materiału warstw łupkowskich, natomiast podkreślić trzeba, że materiał dostarczany z południa w paleocenie jest różny od materiału starszych warstw.

W paleocenie zatem zanikło silne źródło w północno-wschodnim obrzeżeniu basenu i przestała się zaznaczać rymna w jego północnej części. Pojawiło się zaś silne źródło na południu, a główna strefa depozycji przesunęła się do południowej części basenu. Odrębne źródło, które zjawilo się na północ od basenu dukielskiego, dostarczało mniej materiału.

Na pograniczu paleocenu i eocenu osadziły się pstre łupki dolne, na północy cienkie, na południu zaś (Słowacja) wielokrotnie grubsze, rozszczerzone miejscami przez wkładki warstw hieroglifowych zastępowanych tam częściowo przez pstre łupki. Ich rozprzestrzenienie wskazuje na ograniczenie w tym czasie dowozu materiału w basenie dukielskim, podobnie jak w innych strefach Karpat.

W warstwach hieroglifowych środkowych (eocen dolny i część środkowego) twarde, ciemne piaskowce wapniste, niekiedy skrzemionkowane (w środkowym oddziale ogniwa często przykryte piaskowcami „typu krośnieńskiego“) wykazują bardzo liczne kierunki transportu z północy i północnego wschodu na zachodzie oraz z północnego wschodu i wschodu na wschodzie (fig. 4). W cienkoławicowych piaskowcach hieroglifowych w niższej części ogniwa nie obserwowano wyraźnych wskaźników kierunku, pojawiające się zaś wyżej masowo cienkie hieroglifowe piaskowce mikowe wykazują powszechnie kierunki z południa i południowego wschodu na zachodzie oraz z południowego zachodu i zachodu na wschodzie. Z danych tych wynika, że na badanym obszarze osady tego ogniwa pochodzą z dwu źródeł dostarczających różnego materiału. Jedno, czynne już w paleocenie, znajdowało się po północnej stronie basenu, drugie, którego działalność zaznaczyła się w środkowej i górnej części omawianego ogniwa — po stronie południowej.

Zwracają uwagę różnice w obrazie paleogeografii w stosunku do obszaru położonego dalej ku północnemu zachodowi (okolice Komańczy). Nie obserwowano tam kierunków transportu z południa, a tylko kierunki ze wschodu w cienkich piaskowcach hieroglifowych oraz z północnego wschodu i wschodu w gruboławicowych piaskowcach z Przybyszowa (A. Ślącza, 1959b). Piaskowce te w dużej ilości (do 200 m) pojawiają się tam pod koniec osadzania się warstw hieroglifowych środkowych, podczas gdy na omawianym terenie w tym samym czasie zaznacza się zmniejszenie dopływu materiału, który pochodzi tu wyłącznie z południa i południowego wschodu. Wynika z tego, że z początkiem eocenu środkowego nastąpiło spłylenie omawianego odcinka basenu dukielskiego, natomiast w okolicach Komańczy utworzyło się zagłębienie, do którego znosiły materiał prądy zawieszinowe z północnego źródła. Z badań, które przeprowadziliśmy w strefie przeddukielskiej (gdzie w warstwach hieroglifowych środkowego i górnego eocenu piaskowce wykazują kierunki z północnego wschodu, wschodu i południowego wschodu) wynika, że źródło to znajdowało się na zewnątrz tej strefy. Być może było to źródło, z którego pochodzą piaskowce o kierunkach z północy i północnego wschodu w paleocenie i dolnym eocenie serii dukielskiej.

Na badanym terenie sedymentacja warstw hieroglifowych środkowych zakończyła się osadzeniem zielonych łupków. Następnie osadziły się pstre łupki górne i nadległe łupki zielone. Niewielka miąższość tych osadów świadczy o powolnej sedymentacji wyższej części środkowego i niższej części górnego eocenu. Obszar ten był w dalszym ciągu podniesiony i znalazł się poza zasięgiem prądów zawieszinowych. W profilu, gdzie wśród łupków zielonych pojawiają się cienkoławicowe mikowe piaskowce, obserwowano w nich kierunki transportu z południa (fig. 5). Ponad pstrymi łupkami górnymi dalej na zachodzie i północnym zachodzie (B. Leško, 1952; A. Ślącza, 1959b) osadzili się stosunkowo grube warstwy hierogli-

fowe górne (z wkładkami gruboławicowych piaskowców), których miąższość maleje szybko ku południowi i południowemu wschodowi. W warstwach tych obserwowano kierunki transportu z północnego wschodu i północy (A. Ślącza, *l. c.*), w mniejszej ilości z południa i południowego wschodu. Do obniżonej części basenu w tym czasie w dalszym ciągu dostarczany był więc materiał z północnego i południowego źródła. Ponad górnymi warstwami hieroglifowymi i zielonymi łupkami osadził się poziom margli globigerynowych.

Młodszy paleogen. Podobnie jak w innych obszarach Karpat (L. Koszarski, K. Żytko, 1959, 1961), warstwy menilitowe zaczynają się łupkami i marglami podrogowcowymi, przy czym jako element charakterystyczny dla jednostki dukielskiej występuje facja gruboławicowych margli podcergowskich (A. Ślącza, *l. c.*). Podczas gdy na badanym terenie brak w dalszym ciągu wkładek piaskowców, koło Komańczy w dolnej części tego ogniwa osadziły się gruboławicowe piaskowce z Miszaneki, o takich kierunkach transportu jak piaskowce z Przybyszowa i o podobnym zasięgu (A. Ślącza, *l. c.*). W czasie sedymentacji margli podcergowskich zmienia się konfiguracja basenu, gdyż już po osadzeniu pierwszych ławic rogowców pojawiają się piaskowce cergowskie, wykazujące w Zubraczem (fig. 5) liczne kierunki z północnego zachodu i zachodu oraz sporadyczne z północy i południowego zachodu, podobne więc jak dalej na zachodzie (A. Ślącza, *l. c.*). Piaskowców tych brak w strefie przeddukielskiej na północ od badanego obszaru oraz w wewnętrznej części jednostki dukielskiej z wyjątkiem wystąpień w Kolbasowie i między Ublą a Ulicem (B. Leško, 1952; B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960). Wystąpienia piaskowców cergowskich znaczą oś rynnny o przebiegu NW — SE, w której transportowany i osadzany był ich materiał pochodzący ze źródła na północnym zachodzie. Wydaje się, że we wschodniej Słowacji oś tej rynnny skręcała ku południowi. Po obu jej stronach osadzały się łupki menilitowe z rogowcami, które po złożeniu piaskowców cergowskich zapanowały na omawianym terenie. Ławice ciemnych piaskowców kwarcytowych z tych łupków wykazują nieliczne kierunki transportu z południowego zachodu (fig. 5).

Po osadzeniu się łupków menilitowych w okresie sedymentacji warstw krośnieńskich (które nie zachowały się na badanym terenie) utrzymuje się kierunek transportu z północnego zachodu wzdłuż osi basenu, podobnie jak w piaskowcach cergowskich (S. Dżułyński, A. Ślącza, 1959; A. Ślącza, 1959 b, c). Występowanie łupków jasielskich w górnej części warstw krośnieńskich serii dukielskiej (A. Ślącza, 1959c) wydaje się potwierdzać przypuszczenie o wcześniejszym zakończeniu sedymentacji w tym obszarze niż w zewnętrznych jednostkach Karpat (L. Koszarski, K. Żytko, 1959, 1961).

U w a g i o g ó l n e. Charakterystyczną cechą omawianej części jednostki dukielskiej jest szybkie zasypywanie basenu dużą ilością materiału klastycznego niemal w całym rozważanym okresie (przy niewielkiej ilości osadów o wolnej sedymentacji, np. pstrych łupków) oraz duże miąższości prawie wszystkich ogniów. Pod tym względem obszar omawiany można porównać do serii śląskiej w Beskidzie Śląskim i Małym.

Basen dukielski na omawianym odcinku przez cały czas zachowuje swoją indywidualność, jednak charakterystyczne są w nim zmiany kon-

figuracji dna, w wyniku których obniżone strefy o maksymalnej depozycji (z silnym rozwojem gruboławicowych piaskowców) w różnych okresach zajmowały różne położenie. W kredzie górnej strefa taka, obniżająca się ku północnemu zachodowi, przebiegała bliżej północnego brzegu basenu. W paleocenie utworzyła się obniżona strefa w jego południowej części. W eocenie środkowym i niższej części górnego zaznaczyło się ukośne do przebiegu basenu zagłębienie, przesunięte w stosunku do poprzednich na zachód. W wyższej części górnego eocenu uformowała się ponownie rynnna mniej więcej równoległa do przebiegu basenu, ale nachylona przeciwnie niż w górnej kredzie (A. Ślaczka, 1959b). Rynnna ta zaznacza się jeszcze w oligocenie.

Basen dukielski dostarcza przykładów zarówno podłużnego transportu (warstwy łupkowskie, ciśnieńskie, piaskowce cergowskie i warstwy krośnieńskie), jak i bocznego, poprzecznego dostarczania materiału (warstwy ciśnieńskie, warstwy hieroglifowe z kompleksami gruboławicowych piaskowców, piaskowce z Mszanki). Jest on również przykładem zbiornika zasilanego materiałem z różnych (przypuszczalnie czterech) intrageosynklinalnych źródeł, które miały różne okresy swej aktywności; w starszym paleogenie zbiornik zasilany był na pewno z dwóch źródeł jednocześnie.

Karpacka Stacja I.G.

Nadesłano dnia 19 stycznia 1961 r.

PIŚMIENNICTWO

- ANDRUSOV D., HYNIE O. (1930) — Předběžná správa o geologických výskumech flyšového území v údolí Uhu v Podkarpacké Rusi. Věstník Státn. Géol. Úst. ČSR, 6, nr 3, p. 89—94. Praha.
- ANDRUSOV D., MATĚJKA A. (1931) — Příspěvek ku geologii flyše v povodí Latorice a Viče v Podkarpacké Rusi. Věstník Státn. Geol. Úst. ČSR, 7, p. 222—231, nr 2. Praha.
- BIEDA F. (1946) — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otworów. Roczn. Pol. Tow. Geol., 16, p. 1—41. Kraków.
- CIZANCOURT M. DE (1928) — O kilku namulitach z fliszu karpackiego i ich znaczeniu dla stratygrafii Karpat. Kosmos, 53, p. 287—312. Lwów.
- ĐURKOVIČ T. (1960) — Příspěvek k petrografii krosnenského a magurského flyša na východnom Slovensku. Geol. Pr. Zprávy, 17, p. 51—79. Bratislava.
- DŻUŁYŃSKI S., RADOMSKI A., ŚLĄCZKA A. (1957) — Utwory wirowe w łupkach fliszowych Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol., 26, nr 2, p. 107—126. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., ŚLĄCZKA A. (1959) — Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krosnieńskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 28, nr 3, p. 205—260. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., KSIAŻKIEWICZ M., KUENEN P. H. (1959) — Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Amer., 70, p. 1080—1118. New York.

- HORUSITZKY F., WEIN G. (1950) — Die geologischen Verhältnisse von Uzsok und Umgebung. Jahresber. Ungar. Geol. Anst. über die Jahre 1939—40, [III], p. 3—61. Budapest.
- JUCHA S., KOTLARCZYK J. (1958) — Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowej i warstw krośnieńskich. *Nafta*, 14, nr 8, p. 205—207. Kraków.
- JURKIEWICZ H. (1958) — Otwornice z serii cergowskiej fałdów dukielsko-michowskich okolic Mrukowej i Folusza. *Prz. geol.*, 6, nr 6, p. 260—268. Warszawa.
- KOSZARSKI L., ŻYTKO K. (1959) — Uwagi o rozwoju i pozycji stratygraficznej łupków jasielskich w serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat Środkowych. *Kwart. geol.*, 3, nr 4, p. 996—1015. Warszawa.
- KOSZARSKI L., WIESER T. (1960) — Nowe horyzonty tufowe w starszym paleo-genie Karpat fliszowych. *Kwart. geol.*, 4, nr 3, p. 749—771. Warszawa.
- KOSZARSKI L., ŻYTKO K. (1961) — Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych. *Biul. Inst. Geol.* 166. Warszawa (w druku).
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956a) — Zagadnienia stratygrafii Karpat na tle paleogeografii. *Prz. geol.*, 4, p. 445—455, nr 10. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956b) — Geology of the North Carpathians. *Geol. Rdsch.*, 45, nr 2, p. 369—411. Stuttgart.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1958a) — Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea. *Geol. Rdsch.*, 47, nr 1, p. 418—425. Stuttgart.
- КСЕНЖКЕВИЧ М. (1958 b) — Очерки по палеогеографии польских флишевых Карпат. *Международный геологический Конгресс Карпато-Балканской Ассоциации*. Киев.
- КУЛЬЧИЦКИ И. О. (1958) — Схема тектонического районирования Восточных Карпат. *Геол. Сбор. Львов. Общ.* 5—6, стр. 64—74, Львов.
- LEŠKO B. (1952) — Geologia vonkajšicho flyša medzi Laborcou a Cirochou. *Geol. Pr.*, 35, p. 1—62. Bratislava.
- LEŠKO B. (1960) — Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. *Geol. Pr. Zprávy*, 17, p. 29—50. Bratislava.
- LEŠKO B., NEMČOK J., KORÁB T. (1960) — Flyš Užskej hornatiny. *Geol. Pr. Zprávy*, 19, p. 65—94. Bratislava.
- NEMČOK J. (1960) — Výskyt imoceramov pri Novej Sedlici. *Geol. Pr. Zprávy*, 18, p. 153—158. Bratislava.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. Kraków.
- NOWAK W. (1957) — Kilka hieroglifów gwiazdzistych z zewnętrznych Karpat fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 26, nr 3, p. 187—224. Kraków.
- OPOLSKI Z. (1926) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 15, p. 29—30. Warszawa.
- OPOLSKI Z. (1927) — Sprawozdanie z badań geologicznych na ark. Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2, nr 1—2, p. 226—242. Warszawa.
- OPOLSKI Z. (1930) — Zarys tektoniki Karpat między Oslawą — Łupkowem, a Użokiem — Siankami. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, nr 3—4, p. 617—658. Warszawa.

- OPOLSKI Z. (1936) — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1935 w okolicy Smorzego i na Rusi Zakarpackiej. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., 45, p. 28—33. Warszawa.
- PAUL C. M., TIETZE E. (1879) — Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jb. geol. R.—A., nr 29, p. 189—304. Berlin.
- PAZDRO Z. (1929) — Mszywioły łupków menilitowych w Skalniuku i ich znaczenie stratygraficzne. Kosmos [A], 54, p. 917—928. Lwów.
- PRACA ZBIOROWA (1961) — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia Stratygraficzno-Facjalne. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd Karpat zewnętrznych (w druku). Warszawa.
- SIKORA W., ŻYTKO K. (1959) — Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Biul. Inst. Geol., 141, p. 61—204. Warszawa.
- SIKORA W. (1960) — O stratygrafii serii okiennej w Ropie koło Gorlic. Kwart. geol., 4, nr 1, p. 153—172. Warszawa.
- STEJSKAL J. (1936) — Geologická stavba jihovýchodní části lužské antiklinály na Podkarpatské Rusi. Věstník Stát. Geolog. Ústavu ČSR, 12, p. 142—165. Praha.
- SZAJNOCHA W. (1901) — Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 18: ark. Przemysł, Brzozów i Sanok, Łupków i Wola Michowa. Kraków.
- SZAJNOCHA W. (1907) — Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 23: ark. Smorze, Dydiowa. Kraków.
- SZALAI T. (1947) — Geology of the Northeastern Carpathians. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar., 38, p. 3—67. Budapest.
- ŚLĄCZKA A. (1959a) — Stratygrafia łuski Bystrego. Biul. Inst. Geol., 131, p. 203—286. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1959b) — Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy — Wiśłoka Wielkiego. Kwart. geol., 3, nr 3, p. 583—604. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1959c) — Nowe dane o rozwoju warstw kroszeńskich w synklinie Bobowej oraz na południe od Tarnawy — Wielopola. Kwart. geol., 3, nr 3, p. 605—610. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1934) — Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, nr 1, p. 75—199. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1947) — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Biul. Państw. Inst. Geol., 37. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski, 1, z. 2, p. 362—422. Kraków.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1956) — Mapa geologiczna Karpat polskich. Część wschodnia 1:200 000. Inst. Geol. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1932) — Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 7, nr 2, p. 319—336. Warszawa.
- ТЕМНЮК Ф. П. (1959) — К стратиграфии меловых и третичных отложений северо-западной части Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, 2, стр. 109—134. Госгоптехиздат. Москва.
- TOKARSKI A. (1946) — Zachodnia część fałdu Mrukowej oraz możliwości ropne terenu Pielgrzymki i Folusza. Nafta, 2, p. 378—385, 416—422. Kraków.
- WALTER H. (1880) — Przekrój w środkowych Karpatach z Chytrowa do Sturzyca. Kosmos, 5, p. 300—316. Lwów.

- WEIN G. (1943) — Földtani szelvény az Ung. meńten. Beszámoló a M. All. Földt. Intezet Vitaüléseinek munkálatairól, 5, nr 2. Budapest.
- ВЯЛОВ О. С., ПАСТЕРНАК С. И. (1956) — Новые находки иноцерамов в закарпатском флише. Геол. Сбор., 2-3. Львов.

Лешек КОШАРСКИ, Анджей СЛЭЧКА, Казимеж ЖИТКО

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ДУКЕЛЬСКОГО ЭЛЕМЕНТА В ВЕЩАДАХ

Резюме

Стратиграфия района исследованного З. Опольским (1927, 1930) была установлена на основании последовательности слоев, микрофауны изученной Я. Вляйкер (смотри польский текст) и прежде опубликованных фаун дукельского элемента. Авторы выделяют здесь следующие звенья (фиг. 1, 5):

1. Лупковские слои (турон — нижний сенон — темно-серые и чёрные мергелистые сланцы с прослойками тонкослоистых корковых песчаников. Направление транспорта указывает на то, что источник сноса для этих слоев располагался на востоке вне дукельского бассейна (фиг. 2). Часть материала могла происходить из источника расположенного к югу от дукельского бассейна.

2. Циснянские слои (верхний сенон — палеоцен) — песчаники главным образом крупнослоистые, известковистые, с прослойками темных сланцев. Источник сноса для этих слоев находился в дальнейшем на востоке, вероятно на хребте соединяющим мармарошский массив и силезский остров. В северной части бассейна образовалась (еще в нижнем сеноне) борозда, в которой суспензными течениями переносился обломочный материал. Осевую зону этой борозды (Гирлята — Ясло — Велька Равка) намечают самые большие мощности и наличие конгломератов. Второстепенное поперечное понижение обозначается вдоль ливии Цисна — Черенин (фиг. 2). Лупковские и циснянские слои являются разновидностями иноцерамовых слоев.

3. Слои из Майдана (палеоцен) — темные, главным образом глинистые сланцы с редкими прослойками песчаников. Здесь замечают, кроме подчиненных песчаников циснянского типа, также плотные, темные, часто окремнённые песчаники. Они происходят вероятно из другого источника располагающегося к северу от бассейна (фиг. 3). Здесь прослеживаются также тонкослоистые иероглифовые песчаники и редко встречаются сидериты.

4. Нижние иероглифовые слои (палеоцен) — зеленые глинистые сланцы с неопределенным направлением транспорта. Здесь обнаруживаются также единичные пласты песчаников циснянского типа, темные, плотные песчаники с направлениями транспорта с севера, а также глауконитовые, часто зеленые песчаники с направлениями транспорта с юга (фиг. 3), соответствующие вероятно песчаникам Велького Буковца (В. Лешко, Й. Немчок, Т. Кораб, 1960). В палеоцене главная зона осадконакопления переместилась в южную часть бассейна, где отложилось много крупнообломочных осадков (В. Лешко, Й. Немчок, Т. Кораб, 1. с.). Источник активный в верхнем мелу на востоке теперь постепенно слабеет, а активными становятся два источника сноса на севере и юге.

5. Нижние пестрые сланцы (пограничная полоса палеоцен-эоцен) — тонкий горизонт известный также из других частей дукельского элемента.

6. Средние иероглифовые слои (нижний и средний эоцен) — зеленые глинистые сланцы (к верху разреза также мергелистые) с тонкослоистыми иероглифовыми песчаниками и многочисленными прослойками фукоидных мергелей. Эти песчаники к верху разреза становятся более слюдястыми и указывают направления транспорта с юга (фиг. 4). Появляются также известковистые плотные песчаники с направлениями переноса с севера и северо-востока. В средней части звена (фиг. 1, 5) верхняя часть слоев этих песчаников обычно резко отделяется, содержит много слюды и напоминает кросненские песчаники. Итак в нижнем эоцене и в начале среднего эоцена были активными два источника сноса подобным образом, как и к концу палеоцена. В среднем эоцене главная зона осадконакопления материала происходившего с севера переместилась к северо-западу (песчаники из Пшибышева, А. Слэнчка, 1959). Северный источник располагался наверно вне преддукельской зоны.

7. Верхние пестрые сланцы (средний эоцен) также отличаются региональным распространением в дукельском элементе.

8. Зеленые сланцы (верхний эоцен) замещающиеся постепенно от с. Жубраче к западу верхними иероглифовыми слоями (с направлениями транспорта с юра — фиг. 5). Дальше к западу (В. Лешко, 1952; А. Слэнчка, 1959) они приобретают большую мощность и направления транспорта с севера и северо-запада. Это указывает на палеогеографическую картину близкую началу среднего эоцена.

9. Глобигериновые мергели (верхний эоцен) еще раньше известные из многих пунктов дукельского элемента, являются региональным горизонтом в Карпатах.

10. Менилитовые слои содержат (фиг. 1, 5): подкремневые сланцы и мергели, сланцы и мергели с редкими кремнями, церговские песчаники (два пакета), а также разделяющие их и вышележащие сланцы с кремнями. Это самые верхние (поздние) отложения исследуемого района (верхний эоцен). Они вероятно отвечают только подкремневым менилитовым сланцам и кремням из более северных элементов флишевых Карпат. Прослой полосчатого известняка из церговских песчаников (фиг. 1) возрастом более древний чем ясельские сланцы. Эти песчаники происходят из источника сноса располагающегося на западе (фиг. 5), а единичные слои темных кварцитовых песчаников в менилитовых сланцах указывают направления из юго-запада. Перед отложением церговских песчаников морфология бассейна подверглась значительным изменениям. Эти песчаники отложились в борозде опускающейся к юго-востоку (А. Слэнчка, 1959; С. Джульньски и А. Слэнчка, 1959). Из данных по литературе следует, что эта морфология существовала еще во время седиментации кросненских слоев (олигоцен) сохранившихся в смежных районах.

Характерной чертой дукельского бассейна являются большие мощности отложений мела и палеогена. С изменением морфологии бассейна передвигались зоны максимального осадконакопления. В бассейне отмечается как продольный транспорт (лупковские и циснянские слои, церговские песчаники, кросненские слои), так и латеральная доставка материала (циснянские и иероглифовые слои). Материал происходил из разных внутритектонических источников (наверно четырех), которые обладали разными периодами активности. В раннем палеогене одновременно были активны два источника сноса.

Leszek KOSZARSKI, Andrzej ŚLĄCZKA, Kazimierz ŻYTKO

STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE DUKLA UNIT IN THE BIESZCZADY MOUNTAINS (THE FLYSCH-CARPATHIANS)

Summary

The stratigraphy of the region previously investigated by Z. Opolski (1927, 1930) was established on the basis of the succession of its beds, of its microfauna determined by J. Blatcher (see Polish text), and of formerly published fauna from the Dukla unit. A number of members were distinguished here (Fig. 1, 5).

1. The Lupków beds (Turonian — Lower Senonian) are dark-grey and black marly shales with intercalations of thin corrugated sandstones. The directions of transport indicate (Fig. 2), that the source of material of these beds was further east, beyond the Dukla basin. Part of the material might be derived from a separate source situated south of the Dukla basin.

2. The Cisna-beds (Upper Senonian-Palaeocene) comprise chiefly thick-bedded, calcareous sandstones with intercalations of dark shales. The source of the material of these beds was further in the east, probably in the range of a ridge connecting the Marmaros Massif with the Silesian Island. The deepest part of the Dukla basin (still in the Lower Senonian) was formed in the northern part of the basin in question. Towards this basin the turbidity currents supplied the material. Its axial zone (Hyrlata—Jasło—Wielka Rawka) is marked by greatest thicknesses and by the occurrence of conglomerates. An additional transversal depression may be distinguished on the line Cisna—Czerenin (Fig. 2). The Lupków and Cisna beds constitute varieties of the Inoceranian beds.

3. The Majdan beds (Palaeocene) are dark, chiefly argillaceous shales with rare sandstone intercalations. Besides secondary Cisna-sandstone layers, hard, dark, often siliceous sandstones occur here. They are probably derived from another source, also situated northwards of the basin (Fig. 3). Thin hieroglyphic sandstones and scarce siderites occur here too.

4. The Lower Hieroglyphic beds (Palaeocene) are represented by green argillaceous shales with thin hieroglyphic sandstones of undetermined direction of transport. Moreover, here are also single banks of sandstones of Cisna type, hard dark sandstones of a transport direction from the north, and glauconitic, sandstones often green-coloured, of a direction from the south (Fig. 3), which probably correspond to the sandstones from Wielki Bukowiec (B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb, 1960). In the Palaeocene, the chief zone of deposition was shifted to the southern part of the basin, where large quantities of coarse-clastic sediments were deposited (B. Leško, J. Nemčok, T. Koráb *l. c.*). The eastern source of material, active in the Upper Cretaceous, now gradually vanishes and there only remain two active sources in the north and south.

5. The Lower Variegated shales representing the boundary between Palaeocene and Eocene are a thin horizon known also from other parts of the Dukla unit.

6. The Middle Hieroglyphic beds (Lower and Middle Eocene) consist of green argillaceous shales (upwards marly too), with thin hieroglyphic sandstones and many intercalations of fucoid marls. Upwards, these sandstones become more micaceous and then show directions of transport from the south (Fig. 4). There also occur dark, calcareous, hard sandstones of transport directions from the north and

northeast. In the middle part of this member (Fig. 1, 5), the upper part of the banks of these sandstones is usually sharply distinguished, containing much mica and resembling the Krosno sandstones. In the Lower Eocene and at the beginning of the Middle Eocene, there were two active sources of detrital material, similarly as at the decline of the Palaeocene. In the Middle Eocene the chief zone of deposition of the material derived from the north moved northwestwards (sandstones from Przybyszów — A. Ślącza, 1959). The northern source was probably situated outside of the Fore—Dukla zone.

7. The Upper Variegated shales (Middle Eocene) — are also of regional distribution in the Dukla unit.

8. The green shales (Upper Eocene) in Żubracze, they westwards pass gradually into the Upper Hieroglyphic beds (direction of transport from the south — Fig. 5). Farther west (B. Leško, 1952; A. Ślącza, 1959), they reach a great thickness and the directions of transport are from the north and northeast. This indicates a similar palaeogeographic picture as at the beginning of the Middle Eocene.

9. The *Globigerina* marls (Upper Eocene) are already known from many localities in the Dukla unit; they form a horizon of regional significance in the Carpathian Mountains.

10. The Menilite beds comprise (Fig. 1, 5) sub-hornstone shales and marls with scarce hornstones, Cergowa sandstones (two complexes); separating the latter and overlying them are shales with hornstones. These are the youngest formations in the investigated area (Upper Eocene). They probably correspond only to the sub-hornstone menilite shales and hornstones from farther distant of the northern Carpathian units. The intercalation of laminated limestone from the Cergowa sandstones (Fig. 1) is older than Jasło shales. These sandstones are derived from the western source (Fig. 5); sporadical layers of black quartzitic sandstones in the menilite shales have a southwestern direction. Preceding the sedimentation of the Cergowa sandstones a great change occurred in the form of the basin. The sandstones in question were deposited in a furrow subsiding southeastwards. From the bibliography (A. Ślącza, 1959; S. Dżułyński, A. Ślącza, 1959) it appears that this configuration continued during the sedimentation of the Krosno beds (Oligocene) preserved in neighbouring areas.

Characteristic in the Dukla basin is the great thickness of the Upper Cretaceous and the Palaeogene. As the configuration of the basin changed, the zones of the maximal deposition were shifted too. In the basin may be observed a longitudinal transport (Lupków and Cisna beds, Cergowa sandstones, Krosno beds) as well as a lateral supply of material (Cisna and Hieroglyphic beds). The material was derived from various intrageosynclinal sources (probably four) of different periods of activity. In the Older Palaeogene, material arrived simultaneously from two sources.

TABLICA I

- Fig. 6. Hieroglif gwiazdzisty na dolnej powierzchni ławicy piaskowca. Górna część warstw cisiańskich. Majdan.
Star-shaped hieroglyph on lower surface of sandstone bank. Upper part of Cisca beds. Majdan.
- Fig. 7. Hieroglif gwiazdzisty na dolnej powierzchni ławicy piaskowca. Warstwy hieroglifowe środkowe. Zubracze.
Star-shaped hieroglyph on lower surface of sandstone bank. Middle Hieroglyphic beds. Zubracze.

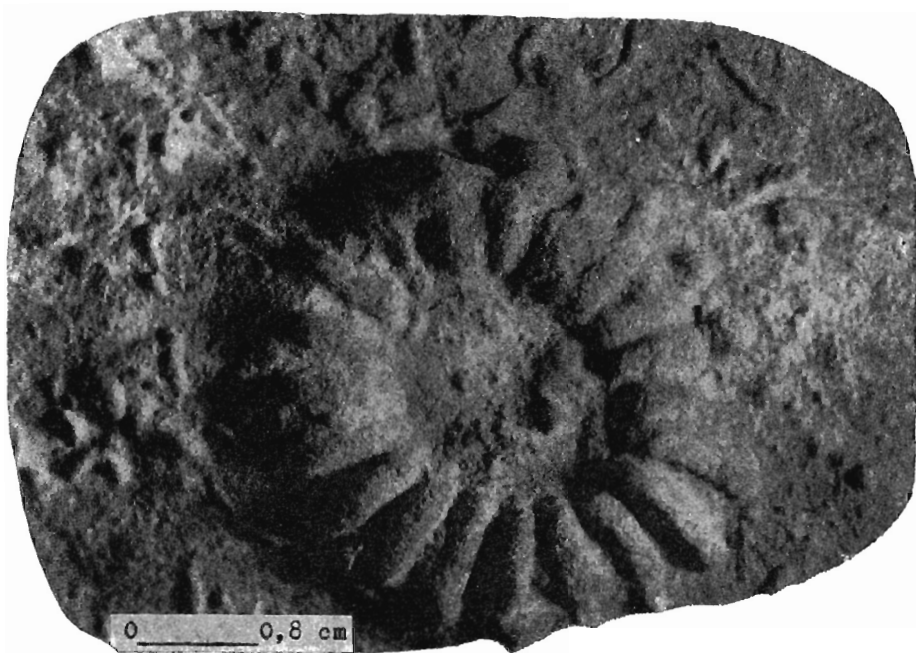


Fig. 6



Fig. 7

Leszek KOSZARSKI, Andrzej ŚLĄCZKA, Kazimierz ŻYTKO — Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach

TABLICA II

Fig. 8. Zespól hieroglifów mechanicznych i organicznych na dolnej powierzchni ławicy piaskowca z warstw łupkowych. Zubeńsko.

Group of mechanical and organic hieroglyphs on lower surface of sandstone bank of Lupków beds. Zubeńsko.

Fig. 9. Kuliste skupienia twardszego materiału w piaskowcach ze środkowego oddziału warstw hieroglifowych środkowych. Zubracze.

Globe-shaped accumulation of harder material in sandstones from middle part of Middle Hieroglyphic beds. Zubracze.

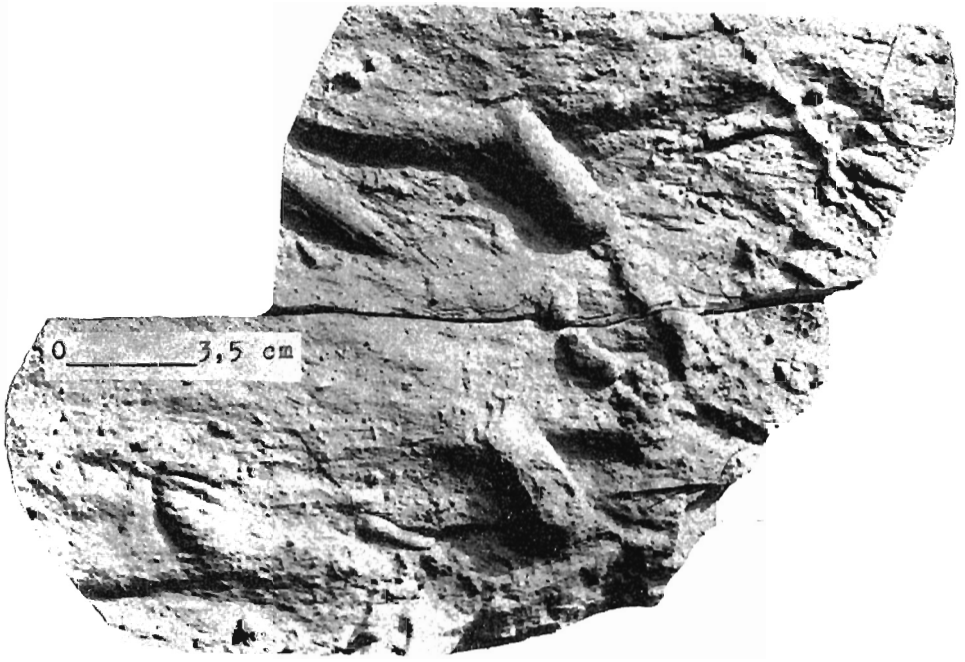


Fig. 8

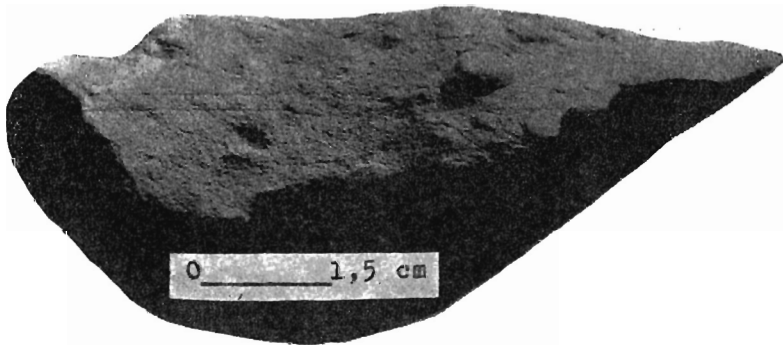


Fig. 9