

POZIOMY WAPIENI KOKKOLITOWYCH W SERII MENILITOWO-KROŚNIEŃSKIEJ – ROZRÓŻNIANIE, KORELACJA I GENEZA

Grzegorz Haczewski

Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Senacka 3, 31-002 Kraków, Poland

Haczewski, G., 1990. Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza. Coccolith limestone horizons in the Menilite-Krosno series (Oligocene, Carpathians) – identification, correlation and origin. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 59: 435-523

Abstract: Bands of pelagic coccolith limestones occur in Oligocene strata of the Menilite-Krosno series, at several separate horizons. The limestone horizons are isochronous markers. Difficulties arise in their use, because of confused nomenclature and lack of precise criteria for their identification.

Tylawa limestones, finely laminated, with abundant fossil fishes and no planktonic foraminifers occur above the basal cherts of the Menilite Beds and above, or at the top of the so-called Dynów marls. They form a few separate horizons. The Jasło limestone passes laterally from the Menilite Beds in the Skole unit, to the Upper Krosno Beds in the inner part of the Silesian unit. It consists of 26 cm of laminated limestone with abundant fossil fishes and planktonic foraminifers, underlain by 5 cm of non-laminated limestone. The Zagórz limestone, crudely laminated, is up to 20 cm thick and occurs 6–150 m above the Jasło limestone. The Folsz limestone is weakly lithified nannochalk with infaunal trace and marked clastic admixture.

The laminae in the Jasło limestone are correlated for up to 240 km and across major structural-facies units. In the Zagórz limestones, the laminae have been correlated for 550 km. In the Tylawa limestone the laminae have been correlated for 750 m. The correlation of laminae permitted palaeobathymetrical analysis, studies of lateral changes in turbidites, and investigation of seismically induced sedimentary phenomena. The limestones were laid down in a restricted basin when temporary nutrient traps were provided by structure of the water column. Low concentrations of nutrients fostered intense and extended blooms of coccolithophores. These were grazed by zooplankton and sank to the bottom in its faecal pellets. The Jasło limestone was laid down during thermal stratification, the Tylawa limestone during haline stratification. The Zagórz limestone originated in conditions of a steep density gradient. The Folsz limestone possibly is a shallower equivalent of the Jasło limestone. The limestone horizons are traced along the whole Carpathians, and they are possibly recognizable in the whole Paratethys.

Key words: Coccolith limestones, flysch, Menilite-Krosno series, Oligocene, Paratethys, correlation, palaeoceanography.

Manuscript received January, 1989, accepted January, 1989

Abstract: Cienkie warstwy pelagicznych wapieni kokkolitowych występują w oligoceńskich utworach serii menilitowo-krośnieńskiej w kilku odrębnych poziomach. Poziomy wapieni są izochronicznymi poziomami przewodnimi. Trudności w ich stosowaniu wynikają z niekonsekwentnego nazewnictwa i braku dokładnych kryteriów identyfikacji.

Wapień tyławski, cienko laminowane, z licznymi rybami i bez otwornic planktonicznych występują nad rogowcami i nad lub w stropie tzw. margli dynowskich. Tworzą kilka drugorzędnych poziomów. Wapień jasielski przechodzi stopniowo z warstw menilitowych w jednostce skolskiej do górnych warstw krośnieńskich w płd. części jednostki śląskiej. Składa się na niego ok. 26 cm wapienia laminowanego z licznymi rybami i otwornicami planktonicznymi, pod którym występuje ok. 5 cm wapienia nielaminowanego. Wapień z Zagórza, dość grubo i niewyraźnie laminowany, ma miąższość do 20 cm i występuje 6–150 m nad wapieniem jasielskim. Wapień z Folusza jest słabo zlitfikowaną kredą kokkolitową z bioturbacjami i znaczną domieszką klastyczną.

Laminy w wapieniu jasielskim korelują się na odległość do 240 km i pomiędzy jednostkami tektoniczno-facjalnymi. W wapieniu z Zagórza laminy skorelowano na odległość 550 km. W wapieniu tyławskim skorelowano laminy na odległość 750 m. Korelacja lamin pozwala na analizę paleobatymetrii basenu, badanie zmian lateralnych w turbidytach i badanie zaburzeń wywołanych wstrząsami sejsmicznymi. Wapień powstały w basenie o ograniczonym połączeniu z wodami oceanicznymi, w okresach, gdy struktura kolumny wody tworzyła pułpkę dla soli pokarmowych. Niskie koncentracje soli pokarmowych sprzyjały długotrwałym intensywnym zakwitom kokkolitofor, które spasane były przez zooplankton i opadały na dno w grudkach kałowych. Wapień jasielski powstał w warunkach stratyfikacji termicznej, wapień tyławski przy stratyfikacji zasoleniowej. Wapień z Zagórza powstał w warunkach stromego gradientu gęstości wód. Wapień z Folusza może być płytszym odpowiednikiem wapienia jasielskiego. Poziomy wapieni dają się śledzić w całym Karpatach, a zapewne także w całej Paratetydzie.

WPROWADZENIE

W serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat Zewnętrznych, której głównymi elementami są flisz i ciemne łupki bogate w związki organiczne, występują cienkie warstewki wapieni pelagicznych. Warstewki te ograniczone są do kilku poziomów, które wykorzystywane są jako izochroniczne regionalne poziomy przewodnie. W ciągu ponad stuletniej historii poznania tych wapieni poświęcono im bardzo wiele miejsca w licznych publikacjach i mimo ich niewielkiej miąższościznaczono je na mapach geologicznych, nawet przeglądowych. Pomimo wielu badań, identyfikacja i korelacja wapieni należących do poszczególnych poziomów budzi nadal wątpliwości (por. Koráb & Kotlarczyk, 1977; Krhovský, 1981), a niektórzy autorzy odrzucają nawet izochroniczność poziomów wapieni (Nowak, 1979; Nowak *et al.*, 1985).

W tej pracy przedstawione są wyniki badań autora zmierzających do weryfikacji przydatności korelacyjnej wapieni w serii menilitowo-krośnieńskiej i do ustalenia ich genezy. Badania poziomów wapieni prowadził autor od roku 1978. Początkowo celem badań było wykorzystanie korelacyjnych możliwości stwarzanych przez poziomy wapieni do badania lateralnej zmienności pojedynczych ławic i zespołów turbidytów (Haczewski, 1981). W trakcie tych prac autorowi udało się wykryć nie znane z wcześniejszej literatury zjawisko ciągłości lateralnej lamin w wapieniach na odległościach setek kilometrów (Haczewski, 1984), toteż późniejsze prace autora zmierzały do szczegółowej korelacji wapieni i różnych zjawisk sedymentacyjnych z nimi związanych oraz do ustalenia mechanizmów sedymentacji wapieni i warunków paleoceanograficznych, w jakich dochodziło do powstania poziomów wapieni.

Oznaczenia kokkolitów w próbach zebranych przez autora wykonywała dr Elżbieta Gaździcka z Uniwersytetu Warszawskiego, a także dr Andras Nagymarosy z Uniwersytetu w Budapeszcie. Formy rozpoznawalne na dostarczonych przez autora mikrografiach elektronowych oznaczył mgr Janusz Ślęzak.

Uzyskane dotychczas dane o zespołach kokkolitowych są niewystarczające do pewnego datowania poziomów wapieni. Otrzymanie nadających się do oznaczeń preparatów z silnie zlitfikowanych wapieni jest najczęściej niemożliwe. Tylko nieliczne spośród form widocznych na skaningowych mikrografiach elektronowych dają się oznaczyć, niektóre okazy są trudne do rozpoznania z powodu zmian diagenetycznych. Według ustnych informacji dr E. Gaździckiej i dr. A. Nagymarosy'ego zespoły nannoflory w badanych próbach są często zdominowane przez pojedyncze gatunki, na ogół długowieczne. W badanych próbach brak sfenolitów, które w oligocenie odgrywają najważniejszą rolę jako taksony wskaźnikowe. Zespół nannoflory w badanych wapieniach różni się bardzo od oligoceńskich zespołów oceanicznych. Wyniki badania nannoflory w próbach zebranych przez autora zostaną opublikowane oddzielnie.

Badania prowadzone były w ramach projektów MR-1-16 i CPBP 3. 1. 2, częściowo też w ramach stypendium z Instytutu Nauk Geologicznych PAN. Mikrografie elektronowe zostały wykonane na mikroskopie skaningowym JEOL 35 w Pracowni Mikroskopii Elektronowej w Zakładzie Anatomii Uniwersytetu Jagiellońskiego w latach 1979–1987.

Autor dziękuje prof. Wacławowi Kilarskiemu za udostępnienie mikroskopu elektronowego, a mgr mgr Jadwidze Faber, Annie Fried-Huber i Małgorzacie Czerwonce za pomoc w korzystaniu z mikroskopu i wykonanie zdjęć. Autor serdecznie dziękuje prof. dr. Ryszardowi Gradzińskiemu za stałą zachętę do pracy i wykonanie najtrudniejszych prac fotograficznych; dr. Leszkowi Chudzikiewiczowi za wykonanie rysunków; dr. Markowi Doktorowi za wykonanie części zdjęć; dr Elżbiecie Gaździckiej, dr. Andrasowi Nagymarosy'emu i mgr. Januszowi Ślęzakowi za oznaczenia nannoflory i uwagi na temat jej interpretacji; mgr Marii Kita-Badak, doc. Jadwidze Burtan, dr. Markowi Cieszkowskiemu, prof. Stanisławowi Dżułyńskiemu, dr. Stefanowi Gucikowi, mgr. Andrzejowi Koszarskiemu, mgr. Leszkowi Koszarskiemu, prof. Januszowi Kotlarczykowi, dr. Janowi Kuśmierkowi, dr. Stanisławowi Leszczyńskiemu, doc. Barbarze Olszewskiej, dr. Siergiejowi Popowowi, doc. Danucie Poprawie, dr. Jackowi Rajchlowi, doc. Franciszce Szymakowskiej, prof. Andrzejowi Ślącze, mgr. inż. Zbigniewowi Święchowi, dr. Istvanowi Vetö, dr. Adamowi Zubrzyckiemu i doc. Kazimierzowi Żytce za informacje o odsłonięciach wapieni i udostępnienie okazów bądź innych materiałów, a także za dyskusje, które istotnie przyczyniły się do wzbogacenia wiadomości i ewolucji poglądów autora. Informacje o stanowiskach wapieni zaczerpnięto także ze znajdujących się w archiwum Oddziału Karpackiego PIG niepublikowanych materiałów kartograficznych doc. Jadwiga Burtan, prof. Mariana Książkiewicza i mgr. Józefa Żgieta.

Liczne stanowiska wapieni w Karpatach rumuńskich mógł autor poznać i opróbować w czasie prac terenowych Komisji Problemowej IX Wielostronnej Współpracy Akademii Nauk, prowadzonych przez dr. Mihaia Stefanescu (w latach 1979 i 1983) i dr Mirceę Sandulescu (w roku 1988), a zwłaszcza w czasie osobnego, bardzo owocnego wyjazdu z dr. Mihaiem Micu (w roku 1986); osobom tym składa autor serdeczne podziękowania. We wdzięcznej pamięci zachowuje autor doc. Wiesława Nowaka, który nie szczędził cennych informacji, krytycznej dyskusji i słów życzliwej zachęty, jak również prof. O. S. Wiałowa, który umożliwił obejrzenie i opróbowanie stanowisk wapieni w Koziowej i w Synewódzku Wyżnim (w roku 1982).

ROZWÓJ POGLĄDÓW NA POZYCJĘ WAPIENI W SERII MENILITOWO-KROŚNIEŃSKIEJ

Skały omawiane w tej pracy zostały po raz pierwszy wyróżnione w terenie w r. 1882 przez Uhliga, który w tym samym roku opublikował ich pierwszy opis w notatce o nowych znaleziskach fauny (Uhlig, 1882, p. 307; przekład własny):

„Inne rybonośne warstwy znalazłem w okolicy Jasła, wtrącone w kompleksie piaskowców i łupków marglistych, który powszechnie i zapewne słusznie jest uznawany za eoceński. Są tu tylko nieliczne, 5–6, ławiczki grube ok. 1 dcm łatwo się łupiącego, jasnego, żółtoszarego łupku wapiennego, który tu i ówdzie jest na niewielką skalę używany do wypalania wapna. One też zawierają dość liczne, dobrze zachowane szczątki ryb, które wydają się być innego rodzaju niż te w łupkach menilitowych. Stwierdziłem te warstwy, które dzięki swej większej twardości i zwracającej uwagę barwie dobrze się odróżniają od jednostajnych piaskowców eoceńskich, w różnych miejscach w okolicy Jasła, a to koło Łapigusza, pomiędzy Sobniowem a Wolicą, przy drodze z Walówki do Skołyszyna i przy drodze cesarskiej w Skołyszynie.

Prof. Graczyński w Jaśle posiada mały zbiór tych szczątków ryb, a także przekazał pewien zestaw tychże dla c.k. Instytutu Geologicznego. Ponieważ to ostatnie stanowisko znajduje się na zachodniej granicy tegorocznego zdjęcia, dopiero przyszłoroczne zdjęcia wykażą, czy ma ono rozleglejsze rozprzestrzenienie.”

Te same informacje powtórzył Uhlig rok później w obszernym sprawozdaniu z badań terenowych (Uhlig, 1883, p. 466–467). W trakcie dalszych prac znalazł on (Uhlig, 1884, p. 338; 1888, p. 106) te same „charakterystyczne rybonośne łupki wapienne z Jasła” około 70 km dalej ku zachodowi, w kilku punktach w okolicach Wiśnicza, gdzie występują w łupkach menilitowych, które według Uhliga (1884, 1888) przynajmniej w niektórych stanowiskach tworzą przewarstwienia wśród „górných warstw hieroglifowych”.

Do obserwacji Uhliga nawiązał przy opisie geologii okolic Jasła Szajnocha (1896, p. 7), opisując łupki wapienne z odciskami ryb, które obserwował koło karczmy Łapiguza w r. 1889. Szajnocha (1903, p. 81) wspomina również o występowaniu „łupków wapienných podobnych do łupków menilitowych z Łapiguza pod Jasłem” w drodze nad Olszynami koło Zakliczyna.

Do znaleziska Uhliga w Wiśniczu Małym nawiązuje też Bukowski (1926, p. 645), który opisuje występujące tam „twarde płytowe, często prążkowane, żółtawo- lub brudno białe, w ogóle jasne wapienie łupkowe ze szczątkami ryb, które się zwykle oddzielają w kształcie cienkich ławic i warstewek”.

Obtułowicz (1927, p. 1) kartował szczegółowo teren na południowy wschód i wschód od Jasła, skąd opisywali omawiane wapienie już Uhlig (1882, 1883) i Szajnocha (1896, 1903). W swym sprawozdaniu zaznacza, że „łupki jasielskie białe, twarde, cienko warstwowane, z odciskami ryb” występują w spągu warstw krośnieńskich górnych.

Horwitz (1927, p. 282) opisał wkładki „białawych piaskowców wapnistych” występujące w dolnych warstwach krośnieńskich na grzbiecie Jałowego koło Ustrzyk Dolnych. Później znalazł on podobne skały w wielu innych punktach w okolicy Leska i Serebnicy, tym razem opisując je (Horwitz, 1930, pp. 401–402, 404, 414) jako „margle pasiaste”. Zaznacza on, powołując się na

Obtułowicza (1927), że przypominają one bardzo „tzw. łupki jasielskie, utwór charakterystyczny dla warstw krośnieńskich dalej na zachodzie, ale występujący w poziomie wyższym” (Horwitz, 1930, przypis na p. 404). Obserwacje Obtułowicza i Horwita zwróciły uwagę innych geologów pracujących w centralnej depresji karpackiej na potencjalne znaczenie stratygraficzne „łupków jasielskich” (Krajewski, 1933; Jaskólski, 1931, p. 702; Fleszar — *vide* Jaskólski, 1931; Chlebowski, 1935).

Cytowani dotąd autorzy używali nazwy „łupki jasielskie” dla laminowanych („prążkowanych” lub „pasiastych”) skał wapiennych zawierających liczne ryby. Świdziński (1929, p. 346 i 354) znalazł w r. 1928, w wąwozie Wisłoka koło Sieniawy (por. p. 470) „cienkie i rzadkie warstewki ilasto-wapienne, barwy kawowej [...], wietrzejące na biało” i uznał je za „odpowiadające, być może, łupkom jasielskim”. Z opisu Świdzińskiego nie wynika, by były one „prążkowane” lub „pasiaste”, ani by zawierały ryby jak typowe „łupki jasielskie”. W późniejszej literaturze stopniowo zaczęto nazywać „łupkami jasielskimi” wszystkie cienkie wkładki biało wietrzejących skał wapiennych w serii menilitowo-krośnieńskiej bez względu na to, czy zawierały ryby, czy były laminowane i czy były podstawy do uznawania ich za ten sam poziom, który wyróżnił Uhlig (1882, 1883, 1884, 1888), a za nim Obtułowicz (1927) i inni autorzy.

W latach pięćdziesiątych, w okresie znacznego ożywienia prac kartograficznych w Karpatach, zwrócono szczególną uwagę na warstewki wapienne w serii menilitowo-krośnieńskiej. Jucha (1957) zestawiając informacje z literatury i obszerne dane z własnych prac zasugerował istnienie trzech poziomów „łupków jasielskich”, z których środkowy miał być głównym, najbardziej charakterystycznym. Poziom ten odsłaniał się m. in. w cegielni w Sobniowie pod Jasłem, w miejscu, skąd opisał po raz pierwszy „łupki jasielskie” Uhlig (1882, 1883). Jucha (1957) sugerował też, że „łupki jasielskie” nie występują w jednostce skolskiej, a także, że w warstwach menilitowych, np. w Przysietnicy i w Rudawce Rymanowskiej, występują wkładki bardzo podobnych, ale dających się odróżnić laminowanych skał wapiennych.

Szakin (1958) analizując występowanie „wapieni pasiastych” w Karpatach Wschodnich doszedł do wniosku, że tworzą one jednowiekowy poziom, przechodzący z warstw menilitowych w jednostkach zewnętrznych do warstw krośnieńskich w jednostkach wewnętrznych.

Zestawienie szybko gromadzących się obserwacji o występowaniu wapieni doprowadziło stopniowo (Jucha, 1958; Jucha & Kotlarczyk, 1958), do sformułowania poglądu, że „łupki jasielskie” tworzą kilka izochronicznych poziomów korelacyjnych wykazujących, zgodnie z poglądem Szakina (1958), że warstwy krośnieńskie bocznie zastępują wyższą część warstw menilitowych (Jucha & Kotlarczyk, 1961; Koszarski & Żytko, 1959, 1961). Podobną możliwość sugerował również Wiałow (1961, pp. 86–88). Powszechne zastosowanie tych wyników w pracach kartograficznych i w korelacji stało się przełomem w poznaniu serii menilitowo-krośnieńskiej.

Stan wiedzy z połowy lat sześćdziesiątych o poziomach wapieni i ich

pozycji w serii menilitowo-krośnieńskiej jest obszernie przedstawiony w monografii Juchy (1969). Wydzielono w tym czasie trzy położone blisko siebie w profilu poziomy „łupków jasielskich” nazywane za Koszarskim i Żytką (1959, 1961) dolnymi, środkowymi i górnymi „łupkami jasielskimi”. Najgrubszy, dolny poziom, składający się przeważnie z wapieni laminowanych, został uznany za główny reper stratygraficzny. Poziom środkowy, najcieńszy i mało charakterystyczny, znany był ze stosunkowo niewielu profili. Poziom górny, opisywany jako złożony przeważnie z warstewek wapieni nielaminowanych znany był na podobnym obszarze, jak poziom dolny, ale będąc cieńszym był nieco trudniejszy do znalezienia w obszarach słabo odkrytych.

Czwarty, znacznie starszy poziom wapieni, nazwany przez Juchę (1969) „łupkami tylawskimi” został opisany najpierw z jednostki dukielskiej i przyległej do niej części jednostki śląskiej (Jucha, 1957; Ślaczka, 1959a, 1971; Koszarski *et. al.*, 1961). Na obecność laminowanych skał wapiennych, podobnych do „łupków jasielskich”, nad rogowcami w dolnej części warstw menilitowych w północnej części jednostki śląskiej i w jednostce skolskiej zwracali uwagę Krajewski (1933), Koszarski i Żytko (1961), Jucha (1969). Kotlarczyk (1977) uznał te skały za odpowiednik wapieni z jednostki dukielskiej i użył dla nich nazwy „łupki tylawskie”.

Obecność charakterystycznych wkładek wapiennych, porównywanych do „łupków jasielskich” została stwierdzona również w serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat ukraińskich (por. Chlebowski, 1935; Guzik, 1957 — *fide* Jucha, 1969; Szakin, 1958; Wiąłow, 1961; Jucha, 1969), w Karpatach rumuńskich (Wdowiarz, 1959; Kotlarczyk, 1961; Jucha, 1969), na Słowacji (Nemčok *et al.*, 1961; Świdziński, 1961; Koráb & Kotlarczyk, 1977) i na Morawach (Picha & Stranik, 1963 *fide* Hanzliková & Menčik, 1965; Krhovský, 1981) oraz we fliszu Dynarydów (Wdowiarz, 1963). Poziomy warstewek wapiennych o typie „łupków jasielskich” były używane do korelacji utworów serii menilitowo-krośnieńskiej całych Karpat, choć identyfikacja poziomów wapiennych budziła liczne wątpliwości i dyskusje.

CHARAKTERYSTYKA POZIOMÓW WAPIENI

NAZEWNICTWO POZIOMÓW WAPIENI

Uhlig (1882, 1883, 1884, 1888) określał wyróżnione przez siebie skały jako „łupki wapienne” (*Kalkschiefer*), co było wówczas poprawnym określeniem dla łupiącego się płytkowato wapienia. Zarówno Uhlig, jak i Szajnocha porównywali „łupki wapienne” z Jasła do „łupków solenhofeńskich” (Szajnocha, 1896, p. 7), czyli „Solenhofener Schiefer” (Uhlig, 1883, p. 466), które dzisiaj znane są jako wapień z Solnhofen (Solnhofen Kalk: por. np. Barthel, 1976).

W piśmiennictwie polskim pierwszy nawiązał do znalezisk Uhliga Szajnocha (1896, 1903), który używał dokładnego polskiego odpowiednika „łupki

wapienne”. Niefortunnie skrócone określenie „łupki” zostało upowszechnione, jak się wydaje, za Obtulowiczem (1927). Bukowski (1926), który obserwował znalezione przez Uhliga skały w Wiśniczu Małym, określił je jako wapienie. Horwitz opisał je jako „piaskowce wapniste” (Horwitz, 1927), następnie jako „margle pasiaste” (Horwitz, 1930). Wielu późniejszych autorów zauważyło, że skały nazywane „łupkami” są w istocie wapieniami (Bukowski, 1926; Chlebowski, 1935; Jucha, 1959; Jucha & Kotlarczyk, 1961; Koszarski & Żytko, 1961; Birecki, 1964; Ślącza, 1959a; Nowak, 1965; Jucha, 1969; Krhovský, 1981). Niektórzy autorzy nazywają jedne wapienie „łupkami jasielskimi”, a drugie „wapieniami tylawskimi” (np. Ślącza, 1973). W dzisiejszej nomenklaturze petrograficznej wszystkie skały osadowe zbudowane z węglanu wapnia określa się jako wapienie bez względu na ich ewentualną łupliwość, toteż kilkakrotnie wskazywano już na potrzebę zmiany błędnej nazwy (Ślącza, 1959a; Koszarski & Żytko, 1961), a wielu autorów pisze po prostu o wapieniach (Bukowski, 1926; Szakin, 1958 i całe późniejsze piśmiennictwo radzieckie; Nowak, 1965, 1979; Krhovský, 1981; Grasu *et. al.*, 1982; Olszewska, 1984; Haczewski, 1980, 1981).

Tendencja do rozpadania się na cienkie płytki, która była powodem określenia badanych wapieni łupkami, występuje tylko po zwietrzeniu w silnie zliityfikowanych odmianach wapieni cienko laminowanych. Nie zwietrzałe wapienie laminowane wykazują bardzo słabą tendencję do rozpadania się na płytki, tak że na przykład uzyskanie kompletnych okazów ryb z nie zwietrzałych wapieni jest bardzo trudne. Wapienie laminowane słabo zliityfikowane, np. wapień z Folusza, nawet po zwietrzeniu nie wykazują silnej oddzielności wzdłuż powierzchni laminacji. Płytkowatej oddzielności nie wykazują też, oczywiście, wapienie grubo laminowane i nielaminowane, np. wapień z Zagórza i dolna część wapienia jasielskiego.

Nazwa używana przez Uhliga (1884, 1888) i jego wczesnych następców (Szajnocha, 1896, 1903; Obtulowicz, 1927; Horwitz, 1927, 1930; Krajewski, 1933; Chlebowski, 1935) do wyróżnienia jednego, charakterystycznego poziomu wapieni laminowanych z rybami, z biegiem lat zaczęła być używana dla innych poziomów wapieni, nie znanych Uhligowi i znacznie różniących się od właściwych „łupków wapiennych z Jasła”.

Autor obecnej pracy zaproponował (Haczewski, 1984), by dla każdego dającego się wiarygodnie zidentyfikować poziomu wapieni używać osobnej nazwy. Dla wapienia wyróżnionego i opisanego przez Uhliga (1882, 1883, 1884, 1888) zachował nazwę pochodzącą od Jasła – wapień jasielski, dla „górných łupków jasielskich” zaproponował nazwę wapień z Zagórza, a dla łupków tylawskich – wapienie tylawskie. Wapienie, opisywane jako „łupki jasielskie” z Folusza (Ślącza, 1973), nazywane są w tej pracy wapieniem z Folusza, choć mogą one, zgodnie z opinią Ślączi (1973), należeć do poziomu wapienia jasielskiego. Na Fig. 1 jest schematycznie przedstawione rozmieszczenie opisywanych tu poziomów w serii menilitowo-krośnieńskiej.

„Poziomem jasielskim” lub „poziomem wapienia jasielskiego” nazywa się

w tej pracy cały zespół warstw zawarty między najwyższą a najniższą warstwą wapienną dawnych „dolnych łupków jasielskich”, czyli określenie to obejmuje również przeławiczone z wapieniem piaskowce, mułowce, łupki i wszelkie inne skały. Analogicznie określane są inne poziomy wapieni.

„Wapieniem jasielskim” nazywa się sam wapień charakterystyczny dla tego poziomu. W ten sam sposób używane są w tej pracy określenia odnoszące się

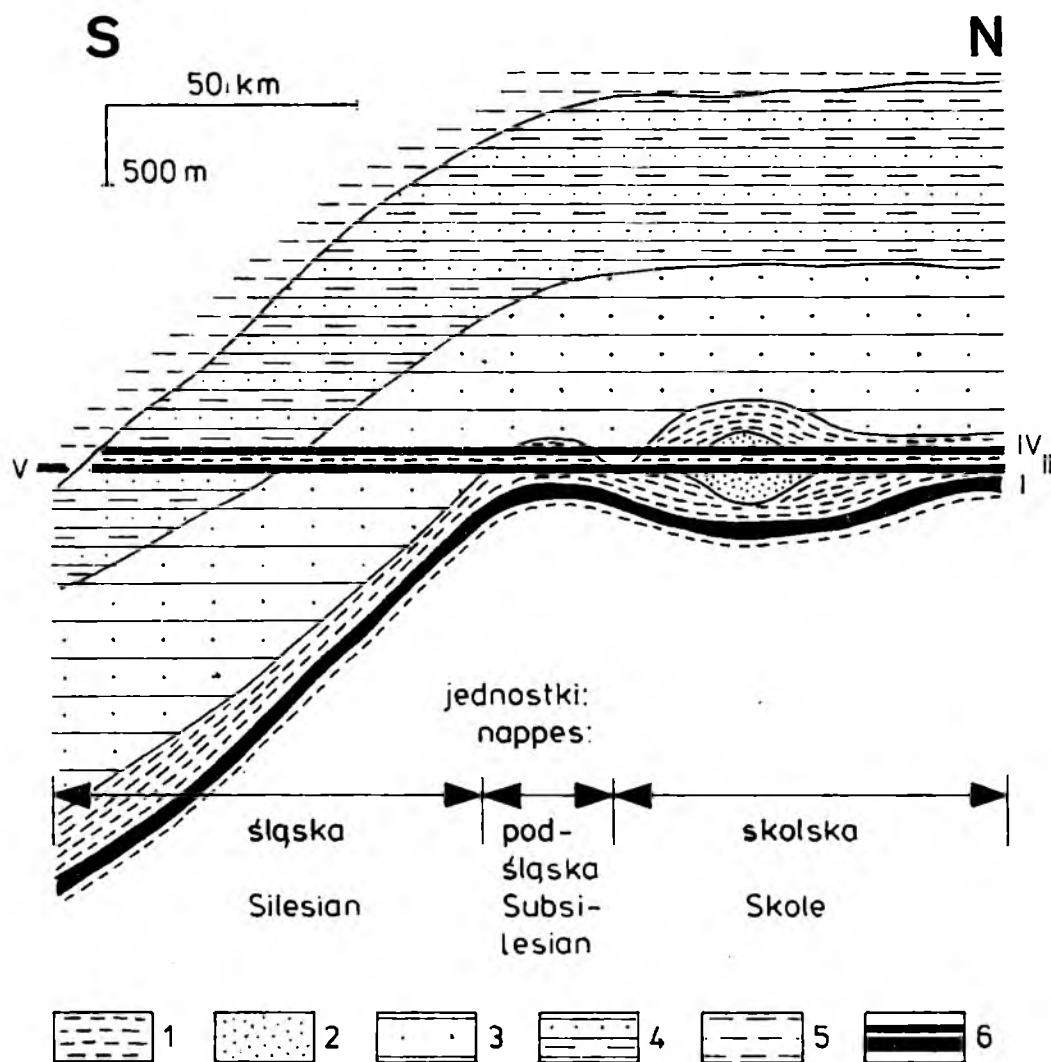


Fig. 1. Schemat rozmieszczenia poziomów wapieni w serii menilitowo-krośnieńskiej we wschodniej części polskich Karpat. Skale przybliżone, skala pozioma odpowiada odległościom przed sfałdowaniem. 1–2 – warstwy menilitowe: 1 – łupki, mułowce i piaskowce cienkoławicowe, 2 – piaskowce kliwskie; 3–5 – warstwy krośnieńskie: 3 – dolne, z przewagą gruboławicowych piaskowców, 4 – środkowe, flisz normalny, 5 – górne, flisz łupkowy; 6 – poziomy wapień: I – wapień tylawski, II – wapień jasielski, IV – wapień z Zagórza, V – wapień z Folusza.

Cienki poziom pomiędzy II i IV pominięto na rysunku

Fig. 1. A scheme showing position of limestone horizons in Menilite-Krosno series in eastern part of Polish Carpathians. Scales approximate, horizontal scale represents distances before folding. 1–2 – Menilite Beds: 1 – shales, mudstones and thin-bedded sandstones, 2 – Kliwa sandstones; 3–5 – Krosno beds: 3 – Lower, sandy flysch. 4 – Middle, normal flysch, 5 – Upper, shaly flysch; 6 – limestone horizons: I – Tylawa limestones, II – Jasło limestone, IV – Zagórz limestone, V – Folusz limestone. A thin horizon between II and IV is not shown

do wapienia z Zagórza i wapieni tylawskich. Te ostatnie tworzą kilka oddzielnych, dość blisko siebie położonych poziomów, których nie udało się dotąd skorelować na większym obszarze, toteż nazywane są one „wapieniami tylawskimi”, a „poziom wapieni tylawskich” oznacza w tej pracy cały odcinek profilu zawierający wkładki tych wapieni.

WAPIENIE TYLAWSKIE

Wapienie tylawskie występują w dolnej części serii menilitowo-krośnieńskiej, nad poziomem rogowcowym (Fig. 1). Warstewki wapieni tylawskich tworzą w niektórych profilach kilka (do czterech, por. Jucha, 1969) drugorzędnych poziomów wapieni, oddalonych od siebie w profilu do kilkudziesięciu metrów.

Dobrze odsłonięte wapienie tylawskie w typowym rozwoju występują w kilku punktach w korycie Wisłoka w Rudawce Rymanowskiej (por. Fig. 2 i 19). Występują one kilkanaście metrów nad stropem piaskowców cergowskich, wśród wapieni o typie margli dynowskich i czarnych łupków. W podobnej pozycji występują dobrze odsłonięte wapienie tylawskie w znanym odsłonięciu w Tylawie (Ślaczka, 1973, 1977), od którego pochodzi ich nazwa.

Wapienie tworzą cienkie warstwy, na ogół nie przekraczające 10 cm miąższości (Fig. 2). Poszczególne poziomy z warstwami wapieni mają po kilka

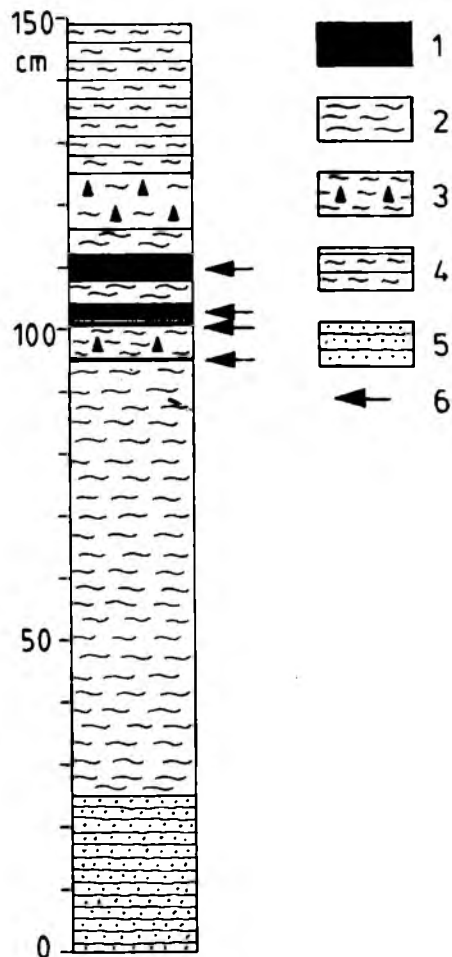


Fig. 2. Fragment profilu wapieni tylawskich w Rudawce Rymanowskiej (A na Fig. 19). 1 – wapień laminowany; 2 – ciemne łupki margliste; 3 – margiel krzemionkowy; 4 – cienko przelawiczone margle i mułowce; 5 – piaskowiec poziomo laminowany; 6 – warstwy wapieni tylawskich

Fig. 2. Fragment of sequence with Tylawa limestones in Rudawka Rymanowska (A in Fig. 19). 1 – laminated limestone; 2 – dark marly shales; 3 – siliceous marl; 4 – thin, alternating marls and mudstones; 5 – horizontally laminated sandstone; 6 – Tylawa limestones

metrów miąższości i występuje w nich na ogół nie więcej niż pięć warstw wapieni laminowanych, a często cały poziom składa się z jednej tylko warstwy. W pobliżu warstw wapieni laminowanych obserwuje się w towarzyszących wapieniom czarnych łupkach bezwapnistrych lub marglach milimetrowe lub cieńsze białe laminy wapienne. Wapieniom tylawskim towarzyszą w profilu różne skały: ciemne bezwapnistry łupki bitumiczne, piaskowce, mułowce, łupki margliste, rogowce, wapienie i margle.

Biało wietrzejące twarde wapienie tworzą charakterystyczny poziom bezpośrednio nad rogowcami, często rogowce występują też wśród tych wapieni. W Karpatach polskich nazywano je tradycyjnie „marglami rogowcowymi” (por. Świdziński, 1947), w Karpatach rumuńskich, gdzie osiagają do 40 m miąższości i silnie zaznaczają się w rzeźbie terenu, są znane jako „margle bitumiczne” i szeroko wykorzystywane jako główny horyzont przewodni w dolnej części warstw menilitowych. W jednostce dukielskiej analogiczne wapienie wyróżnione są jako „margle podcergowskie” (por. Ślęczka, 1971) lub „margle z Jawornika” (Ślęczka, 1977). W jednostce skolskiej Jucha (Jerzmańska & Jucha, 1963; Jucha, 1969) nazywał je marglami z Ulanicy, a Kotlarczyk (1979, 1988; Kotlarczyk & Kaczmarska, 1987) używa dla nich nazwy margle dynowskie. Krhovský (1981) zastosował tę nazwę do analogicznych skał na Morawach. W celu łatwego odniesienia do bieżącej literatury autor używa w tej pracy nazwy margle dynowskie.

Margle dynowskie są to głównie pelityczne wapienie i margle (Pl. XI:3), często w różnym stopniu skrzemionkowane, szare z odcieniem niebieskawym lub brązowym, biało wietrzejące, wydzielające silny zapach bitumiczny przy rozbijaniu. Duży udział w ich budowie mają kokkolity (Krhovský, 1981). Wapienie tworzą najczęściej zwarty kompleks o miąższości kilku do kilkunastu metrów bezpośrednio nad poziomem rogowcowym. Warstwy wapieni mają zmienną miąższość, przeważnie około pięciu do pięćdziesięciu centymetrów. Struktura wapieni jest najczęściej masywna, choć niekiedy występuje słabo zaznaczona gruba laminacja. Laminowane odmiany margli dynowskich bywają mylone z wapieniami tylawskimi. Laminy w nich są zazwyczaj nieregularne, faliste, ale w niektórych warstwach wapieni występuje pozioma drobna laminacja, nieco grubsza niż w wapieniu tylawskim lub jasielskim. Jasne laminy o grubości poniżej jednego milimetra są wzbogacone w pył kwarcowy. Laminacja taka tworzy lokalnie warstwowanie przekątne lub izolowane riplemarki, niektóre pogrążnięte. W wielu stanowiskach część wapieni jest całkowicie zsylikowana i tworzy rogowce wyższej części poziomu rogowcowego, który jest wtedy odpowiednio grubszy. Występujące wśród margli dynowskich cienkie warstwy drobno laminowanych wapieni o typie opisanym niżej zaliczane są do wypieni tylawskich (por. Kotlarczyk, 1977, 1988).

Wapienie tylawskie są cienko laminowanymi, biało wietrzejącymi czystymi wapieniami pelitycznymi. W stanie świeżym są bardzo zwięzłe, na przelomie mają niebieskawy odcień. Po zwietrzeniu rozpadają się łatwo wzdłuż powierzchni lamin. Laminy są lekko faliste, bardzo cienkie, około 6–10 lamin na milimetr miąższości (Pl. II:1, 2; Pl. III:1). Zbudowane są z mikrytu kalcytowego, na który składają się niemal wyłącznie kokkolity, w różnym stopniu przekrystalizowane. Laminy mikrytowe przedzielone są bardzo cienkimi (ok. 5–20 μm) smugami złożonymi z substancji organicznej i minerałów ilastych. Wzdłuż tych ciemnych smug rozgraniczających laminy mikrytowe nagromadzone są liczne drobne (ok. 5–20 μm) framboidy pirytowe. Sylikacja jest dość częsta w wapieniach tylawskich. Najczęściej obejmuje ona pewne wiązki lamin, postępując głównie wzdłuż grubszych lamin czystego mikrytu (Pl. III:2).

Szczałki ryb w wapieniu tylawskim są bardzo częste. Są one ułożone poziomo na powierzchniach laminacji. Ich grubość wynosi na ogół około

jednego milimetra, rzadziej kilka milimetrów. Złożone są z bezpostaciowej substancji organicznej, w której tkwią fragmenty szkieletu, przeważnie zsylikowane (Pl. II:3). Laminacja wygina się wokół tych szczątków symetrycznie od góry i od dołu. Ryby są drobne, o długości 2–5 centymetrów. Odnaczają się doskonałym stanem zachowania. Zespół ryb w wapieniach tylawskich został określony jako zespół nerytyczno-sublitoralny (Jerzmańska, 1968; Jerzmańska & Kotlarczyk, 1968), charakterystyczny dla zony IPM-2 w opartym na rybach podziale biostratygraficznym warstw menilitowych jednostki skolskiej (Kotlarczyk & Jerzmańska, 1976). Zespół ten daje się śledzić w niższej części oligocenu Paratetydy na wielkich obszarach (Jerzmańska & Kotlarczyk, 1983; Kotlarczyk & Jerzmańska, 1988a).

Otwornic planktonicznych w wapieniu tylawskim nie znaleziono, pomimo przejrzania znacznej liczby szlifów z różnych stanowisk. Autor nie obserwował też makroflory, dość licznie znajduwanej w wapieniu jasielskim. Nie znaleziono żadnych skamieniałości organizmów bentonicznych ani ichtnofauny.

Na podstawie dotychczasowych, niepełnych wyników badań nannoplanktonu wapiennego w dolnej części warstw menilitowych poziom wapieni tylawskich odnoszony jest do zony NP 22 (por. Kotlarczyk, 1988).

WAPIEŃ JASIELSKI

Poziom wapienia jasielskiego występuje w profilach serii menilitowo-krośnięskiej znacznie wyżej od wapieni tylawskich (Fig. 1). W przeważającej części jednostki skolskiej występuje on w warstwach menilitowych, zbliżając się do ich stropu, a nawet przechodząc do warstw krośnięskich lokalnie w pobliżu wewnętrznego brzegu tej jednostki. W jednostce podśląskiej występuje w pobliżu granicy warstw menilitowych i krośnięskich. W jednostce śląskiej poziom wapienia jasielskiego występuje w warstwach krośnięskich, ku wewnętrznej granicy jednostki stopniowo w coraz wyższej ich części.

Poziom wapienia jasielskiego i dwa wyższe poziomy wapieni występują blisko siebie w profilu. Wapień jasielski od wapienia z Zagórza dzieli od sześciu do około 150 m, przy czym odległość ta jest najmniejsza, gdy poziomy wapieni występują wśród facji pelagicznych czarnych łupków w niektórych profilach jednostek skolskiej i podśląskiej, a największa w niektórych profilach warstw krośnięskich w centralnej depresji karpackiej. Lokalne maksima miąższości warstw krośnięskich pomiędzy wapieniem jasielskim a wapieniem z Zagórza są, jak się wydaje, związane z lokalnymi depresjami dna basenu, powstałymi w wyniku synsedymentacyjnej aktywności tektonicznej (Haczewski, 1981).

Odpowiednio do wzrostu miąższości skał przedzielających poziomy wapieni zwiększa się liczba lub miąższość warstw klastycznych w obrębie każdego poziomu wapiennego (Fig. 3), tak że miąższość poziomu wapienia jasielskiego zmienia się od około 35 cm – np. w Wujskim w jednostce podśląskiej (Fig. 3), gdzie poziom ten występuje w czarnych, bezwapnistych łupkach menilitowych – do około 5 m w niektórych profilach w centralnej depresji karpackiej, gdzie

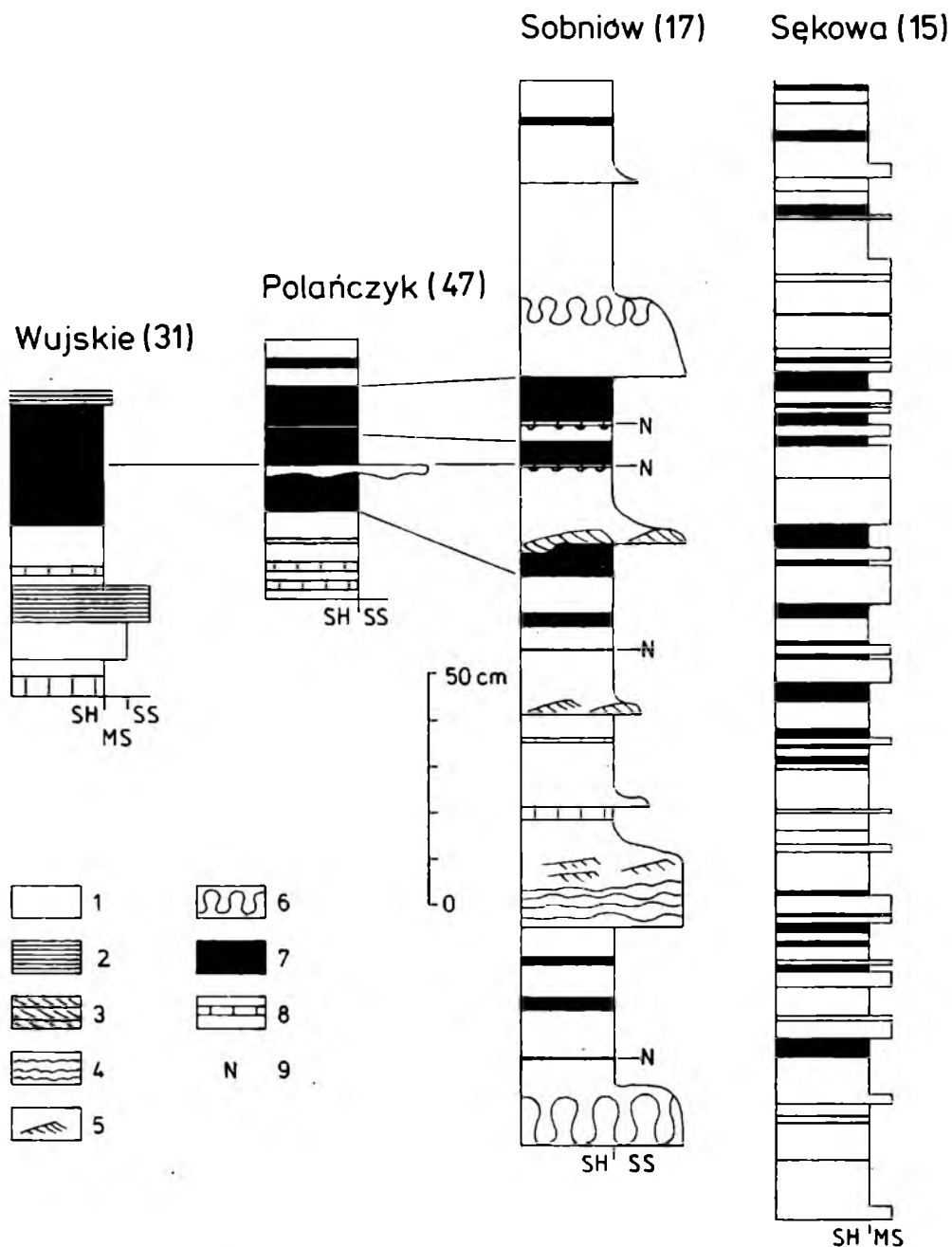


Fig. 3. Porównanie rozwoju poziomu wapienia jasielskiego w różnych facjach serii menilito-wo-krośnieńskiej: Wujskie – warstwy menilitowe, Polańczyk – dolne warstwy krośnieńskie, Sobniów – środkowe warstwy krośnieńskie, Sękowa – górne warstwy krośnieńskie. Profile z Wujskiego i Polańczyka pokazują całą obserwowaną sekwencję poziomą, a z Polańczyka i Sękowej – tylko górną część poziomą. Ciągłe linie między profilami wskazują korelację lamin. Lokalizacja stanowisk zgodnie z numerami w nawiasach na Fig. 6. 1 – łupki i mułowce bezstrukturalne; 2 – laminacja pozioma; 3 – laminacja przekątna; 4 – laminacja falista; 5 – warstwowanie riplemarkowe; 6 – laminacja konwolutowa; 7 – wapień laminowany; 8 – wapień nielaminowany; 9 – cienkie warstwy wapienia nielaminowanego; SH – łupek; MS – mułowiec; SS – piaskowiec

Fig. 3. Comparison of Jasło limestone horizon in various facies of Menilite-Krosno series: Wujskie – Menilite Beds, Polańczyk – Lower Krosno Beds, Sobniów – Middle Krosno Beds, Sękowa – Upper Krosno Beds. Columns from Wujskie and Polańczyk show whole observed thickness of the limestone horizon, those from Sobniów and Sękowa – only the upper part. Locations (numbers in brackets) in Fig. 6. 1 – structureless shales and mudstones; 2 – horizontal lamination; 3 – cross lamination; 4 – wavy lamination; 5 – ripple lamination; 6 – convolute lamination; 7 – laminated limestone; 8 – non-laminated limestone; 9 – thin layers of non-laminated limestone; SH – shale; MS – mudstone; SS – sandstone

wapienie występują wśród rytmicznych piaskowcowo-łupkowych turbidytów warstw krośnieńskich (Bukowiec n. Solinką).

Za klasyczne odsłonięcie wapienia jasielskiego była uważana cegielnia na przedmieściu Jasła Sobniowie (por. Świdziński, 1947; Jucha, 1957; Jerzmańska, 1960; Haczewski, 1986a), położona w miejscu, skąd wapień ten opisywali Uhlig (1882, 1883) i Szajnccha (1896). W roku 1986 ściana z odsłonięciem wapienia jasielskiego w cegielni w Sobniowie została zasypiana. Bardzo dobre i trwałe odsłonięcia poziomu wapienia jasielskiego znajdują się w synklinie Krywego (por. Haczewski, 1981, punkty 3, 7, 8, 9), zwłaszcza w Bukowcu, w wysokiej i długiej ścianie skalnej w lewym brzegu Solinki, bezpośrednio powyżej jej ujścia do Zalewu Solińskiego (por. Haczewski, 1986a).

Łączna miąższość warstw wapienia jasielskiego sięga około 30 cm. Jest to bardzo czysty wapień kokkolitowy, biało wietrzejący, niemal w całości cienko laminowany (Pl. I: 1). W większości stanowisk zachowana jest tylko część wapienia jasielskiego, toteż łączna miąższość ławiczek wapieni jest na ogół znacznie mniejsza od 30 cm.

Wapień jasielski obserwowany w płytkach cienkich wykazuje charakterystyczną strukturę, którą można określić jako mikrogruźlową laminowaną (Pl. VI: 1) przez analogię do podobnej struktury, obserwowanej w skali makroskopowej w kredzie południowej Anglii (por. Garrison & Kennedy, 1977). Jasne laminy wapienia jasielskiego zbudowane są z soczewkowatych w przekroju gruzełków mikrytowych przedzielonych bardzo cienkimi (5–20 μm), nieciągłymi, faliście powyginanymi ciemnymi błonkami, złożonymi głównie z minerałów ilastych, substancji organicznej i pirytu.

Obserwacje w mikroskopie skaningowym wykazały, że dość silnie przekryształizowane kokkolity są głównym składnikiem gruźłów mikrytowych (Pl. IX: 1, 2; Pl. X: 3, 4). Oprócz nich występują jedynie drobne nierozpoznawalne okruchy krystalicznego kalcytu, które mogą być fragmentami pokruszonych kokkolitów.

Laminy widoczne makroskopowo jako ciemne, zbudowane są z drobniejszych gruzełków mikrytowych, w wyniku czego ciemne błonki rozgraniczające gruźły są gęściej rozmieszczone. Białe laminy są warstewkami zbudowanymi z większych gruzełków mikrytowych, w których ciemne błonki są rzadziej rozmieszczone.

Laminacja wapienia jasielskiego wykazuje charakterystyczną zmienność w profilu pionowym. Najniższa część o łącznej miąższości kilku centymetrów składa się z wapienia nielaminowanego z pojedynczymi niewyraźnymi laminami, nieco podobnego do wapienia z Zagórza. Wyżej występuje ok. 26 cm wapienia laminowanego, przy czym w jego dolnej połowie laminy są nieco grubsze (około 2 par lamin na milimetr) niż w jego wyższej części (około 3 par lamin na milimetr). Dolna część wapienia jasielskiego jest dzięki temu jaśniejsza na przełamie, optycznie przeważają w niej elementy jasne, podczas gdy w górnej połowie liczba jasnych i ciemnych elementów laminacji jest optycznie wyrównana, dzięki czemu charakterystyczne sekwencje grubszych

i cieńszych lamin są wyraźnie czytelne. W stropie wapienia jasielskiego laminy ciemne stają się grubsze, margliste i wapień przechodzi w ciemny marglisty mułowiec z rozproszonymi licznymi bardzo cienkimi białymi laminami.

W niektórych stanowiskach, zwłaszcza w pobliżu południowego skraju jednostki śląskiej (Sękowa, Toki), wapień jasielski zawiera obfitą domieszkę drobnoziarnistego materiału detrytycznego, zarówno rozproszonego w postaci oddzielnych ziarn w mikrycie kokkolitowym, jak i skoncentrowanego na powierzchniach laminacji. W tych profilach, nawet przy niewielkiej miąższości poziomu wapienia jasielskiego, jest on rozdzielony na kilkadziesiąt warstewek wapienia, które zawierają w sobie liczne laminy mułowe (Fig. 3).

Regularna laminacja w warstwach wapienia jasielskiego wykazuje w wielu stanowiskach różnego rodzaju zaburzenia. Polegają one na obecności interwałów ze strukturami deformacyjnymi w wapieniu laminowanym i na obecności warstw wapienia nielaminowanego, od trudno rozpoznawalnych (poniżej jednego milimetra) do warstw o miąższości około dziesięciu centymetrów. Dokładniejszy opis interwałów zaburzonych i ich interpretacja przedstawione są w rozdziale o korelacji lamin.

W niektórych ławicach piaskowców w poziomie wapienia jasielskiego i ponad nim występują plastycznie zdeformowane klasty wapienia jasielskiego. Większość z nich ma zachowaną bardzo wyraźnie pierwotną laminowaną strukturę (por. Koszarski & Żytko, 1961, pl. III: 3; pl. IV: 1).

Laminacja wapienia jasielskiego nie wykazuje na ogół żadnych zaburzeń biogenicznych. Jedynie w Wujskim w górnej części 26-centymetrowej ławicy wapienia laminowanego stwierdzono liczne ślady odpowiadające ichnorodzajowi *Trichichnus*. Mają one postać kanałów o średnicy 0,1–0,2 mm i lekko krętym przebiegu, przecinających wapień w kierunku zbliżonym do pionu (Pl. V: 1; Pl. VI: 1). Są one rozmieszczone w odległościach około centymetra od siebie i z powodu krętego przebiegu na płaskich powierzchniach przecięcia widoczne na długości kilku do kilkunastu milimetrów. Wypełnione są jednorodnym mikrytem, podobnym do otaczającego osadu. Wzdłuż ich brzegów obserwuje się liczne, drobne (5–10 μm) framboidy pirytowe.

W wyniku korelacji warstw w całych profilach poziomu wapienia jasielskiego w synklinie Krywego stwierdzono, że bioglify występują bardzo rzadko i to jedynie na spągach piaskowców turbidytowych. W każdym stwierdzonym przypadku występowanie bioglifów na spągu ławicy było ograniczone do jednego odsłonięcia, nie stwierdzano ich obecności na tej samej ławicy w sąsiednich skorelowanych profilach. Są to ślady mało charakterystyczne i nie udało się ich oznaczyć.

W dwu stanowiskach obserwowano struktury mogące być śladami na spągach warstw wapienia nielaminowanego. W Serednicy struktury te mogą być interpretowane jako pograży, ale w Sobniowie kręte, wałeczkowate ślady na spągu warstwy wapienia nielaminowanego (Pl. I: 1; przekrój na Pl. VII: 2), oglądane w płaszczyźnie warstwowania, przecinają się w sposób wskazujący na

nierównoczesne powstanie poszczególnych wałków, co przemawia za ich powstaniem w wyniku poruszania się organizmów w mule wapiennym.

Analizy chemiczne typowego laminowanego wapienia jasielskiego wykazują (Jucha, 1969; Gucwa, 1973) obecność ponad 90% węglanu wapnia, podrzędną ilość siarczków lub tlenków żelaza (zależnie od stopnia zwietrzenia), tlenku glinu i krzemionki. Lamininy ciemne zawierają więcej żelaza i manganu, a w laminach jasnych większy jest udział wapnia i strontu (Kwiatek *et al.*, in press).

Szczałki ryb są w wapieniu jasielskim liczne, choć na powierzchniach przekrojów poprzecznych do laminacji obserwuje się je rzadziej niż w wapieniach tylawskich. Różnica ta nie świadczy o mniejszym zagęszczeniu szczałków ryb na powierzchniach laminacji w wapieniu jasielskim, gdyż lamininy są w nim grubsze niż w wapieniu tylawskim. Ryby są podobnych rozmiarów, jak w wapieniach tylawskich, ale na ogół silniej spłaszczone. Zespół ryb w wapieniu jasielskim był przedmiotem dokładnych studiów Jerzmańskiej (1960; Jerzmańska & Jucha, 1963). Określiła ona ten zespół jako batypelagiczny, odpowiadający strefie ichnofaunistycznej IPM 4 (Kotlarczyk & Jerzmańska, 1976). Stan zachowania ryb jest wyjątkowo dobry, zachowane są nie tylko szkielety i łuski, ale liczne tzw. części miękkie, np. gruczoły świetlne na skórze, czy też wyraźne ślady przewodów pokarmowych, co jest rzadkością u ryb kopalnych (Jerzmańska, 1960, *unf. ustna*, 1988).

Oprócz ryb, na powierzchniach oddzielności zwietrzałego wapienia jasielskiego obserwuje się bardzo liczne nierozpoznawalne drobne szczałki organiczne. Dość liczne są też fragmenty makroflory, na które składają się plechy wodorostów, często bardzo dobrze zachowane, a także liście, a nawet całe gałązki roślin lądowych, wśród których rozpoznano gałązki drzewa laurowego (Jucha, 1957).

Wyniki badań bakteriologicznych przeprowadzonych przez prof. B. Smyka z Akademii Rolniczej w Krakowie we współpracy z autorem wykazały, że szczałki ryb i roślin na powierzchniach laminacji wapienia jasielskiego są w strefie wietrzenia kolonizowane przez bakterie zdolne rozpuszczać węglan wapnia (Pl. XIII: 1, 2; Pl. XIV: 1, 2; Haczewski, 1986b). W świetle tych wyników wydaje się, że charakterystyczna łupliwość zwietrzałych wapieni jest skutkiem działania bakterii rozkładających szczałki organiczne zawarte w wapieniu. Stan zachowania szczałków organicznych, zwłaszcza ryb, wydobytych ze skały nie zwietrzałej, nie łupiącej się wzdłuż powierzchni laminacji, może być zatem jeszcze lepszy niż okazów dotychczas badanych.

Skorupki otwornic planktonicznych są bardzo liczne i stanowią około jednego procenta objętości skały (por. Jucha, 1969). Są to małe otwornice o skorupkach częściowo rozpuszczonych (Pl. VI: 2; por. Hanzliková & Menčík, 1965), często pokruszonych. Występują na ogół wewnątrz białych gruzłów mikrytowych. Stan zachowania skorupki otwornic jest różny w różnych stanowiskach (por. p. 460). Nie znaleziono w wapieniu jasielskim otwornic bentonicznych, ani innego bentosu. Przytaczane przez Olszewską (1984) otwornice bentoniczne z dostarczonej przez autora próby wapienia jasielskiego

z Wiśnicza Starego, występowały w nielaminowanym wapieniu detrytycznym. Na podstawie otwornic występujących w poziomach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza Olszewska (1984) datowała te poziomy na pogranicze rupelu i szatu. Krhovský (1981), na podstawie nannoplanktonu wapiennego oznaczonego przez siebie między innymi w próbach z Krępaka i z Toków, odniósł wapień jasielski do zony NP 24.

ŚRODKOWY POZIOM „ŁUPKÓW JASIELSKICH”

Poziom ten występuje pomiędzy poziomami wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza, bliżej poziomu wapienia jasielskiego. Jest on bardzo cienki, łączna miąższość warstewek wapiennych nie przekracza kilku centymetrów. Wapień w tym poziomie jest cienko laminowany. Występują w nim laminy czystego mikrytu wapiennego i laminy bardziej margliste. Koszarski i Żytko (1961) opisują z tego poziomu również wapień nielaminowany. Ze względu na niewielką miąższość udaje się ten poziom zidentyfikować w stosunkowo niewielu profilach, a położenie w profilach w pobliżu dwu poziomów grubszych, i przez to łatwiejszych do śledzenia w terenie, czyni go mniej przydatnym do korelacji. Profile tego poziomu nie były szczegółowo badane przez autora, toteż nie zaproponowano tu dla niego nowej nazwy, ani nie wskazano profilu typowego.

WAPIEŃ Z ZAGÓRZA

Wapień z Zagórza występuje od 6 do 150 m ponad wapieniem jasielskim (por. opis wapienia jasielskiego).

Nazwę tego poziomu utworzył autor (Haczewski, 1984) od znanego odsłonięcia w Zagórzu nad Osławą (por. Koszarski & Żytko, 1959, 1961; Wdowiarz, 1984). Odsłonięcie to znajduje się w korycie Osławy, 60 m powyżej mostu na szosie Sanok – Lesko, w pobliżu prawego brzegu rzeki.

Warstewki wapienia z Zagórza mają od paru milimetrów do 4 cm miąższości. Ich sumaryczna miąższość sięga ok. 20 cm, a miąższość całego poziomu osiąga do ok. 2 m (Fig. 4). W wielu profilach występuje charakterystyczna, najgrubsza warstewka o grubości ok. 4 cm.

Wapień jest niemal homogeniczny, barwy jasnokremowej. Niewyraźne laminy o grubości paru milimetrów są widoczne tylko w grubszych warstewkach (> 2 cm). Laminy różnią się między sobą nieznacznie odcieniem szarości, a ich granice są nieostre (Pl. VIII: 1). Występuje też kilka stosunkowo ostro odgraniczonych lamin ciemnych, o grubości około jednego milimetra.

Wapień z Zagórza jest czystym mikrytem zbudowanym z kokkolitów, podobnie jak wapień jasielski, ale kokkolity w wapieniu z Zagórza są na ogół silniej przekryształizowane (Pl. XI: 2). W mikrycie rozproszone są drobne framboidy pirytowe i izolowane kryształy pirytu. Nieznaczne różnice w ich koncentracji powodują zróżnicowanie barwy poszczególnych lamin. Sporady-

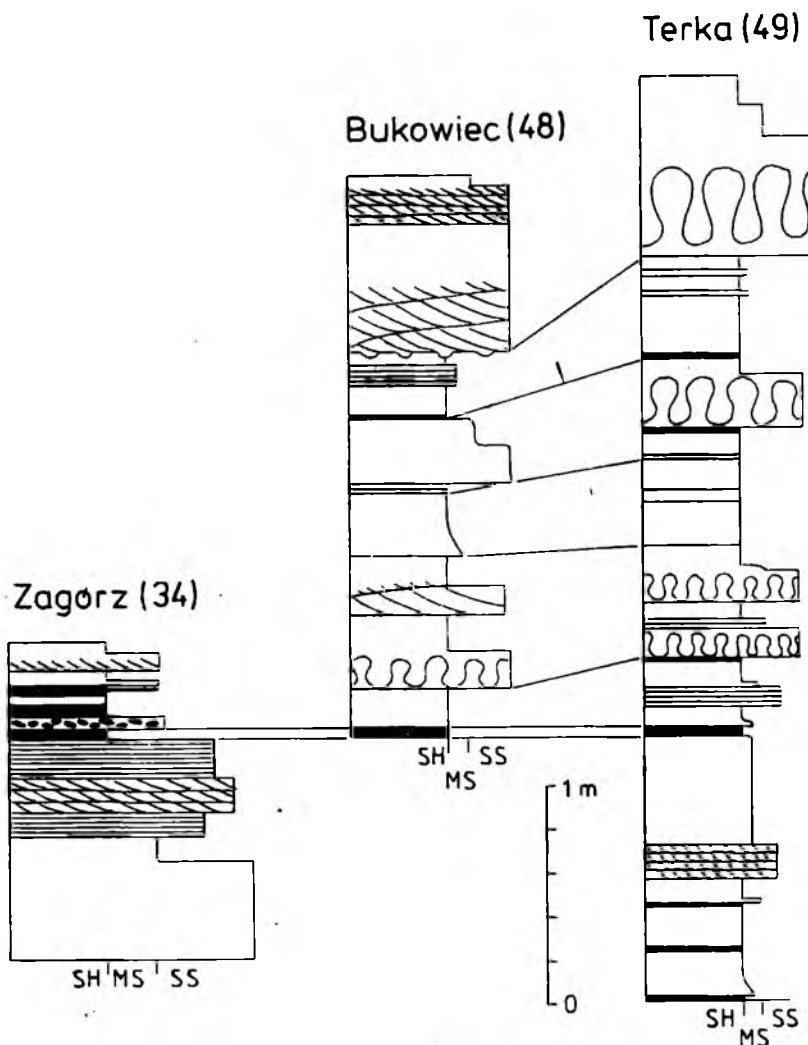


Fig. 4. Profile wapienia z Zagórz. Lokalizacja zgodnie z numerami w nawiasach na Fig. 6. Jako poziom odniesienia przyjęto najgrubszą warstwę wapienia. Pokazano korelację turbidytów między skrzydłami synkliny Krywego. Legenda na Fig. 3

Fig. 4. Sections of Zagórz limestone horizon. Location (numbers in brackets) in Fig. 6. Thickest limestone layer accepted as datum. Correlation of turbidites in two limbs of Krywe syncline is shown. Legend in Fig. 3

cznie występują bardzo drobne fragmenty organiczne. Poza kokkolitami nie znaleziono w wapieniu z Zagórz innych rozpoznawalnych skamieniałości.

Kilkakrotnie obserwowano klasty wapienia w ławicach piaskowców w obrębie poziomego wapienia z Zagórz i nad nim. Podobnie jak klasty wapienia jasielskiego zachowują one wewnętrzną strukturę, nawet gdy są plastycznie powyginane czy porozciągane.

WAPIEŃ Z FOLUSZA

Autor proponuje tę nazwę dla zespołu warstw wapieni występujących w miejscowości Folusz pod mostkiem na drodze prowadzącej do kopalni i w górę od mostku, w korycie potoku Kłopotnica.

Informację o tym odsłonięciu zawdzięcza autor S. Dżułyńskiemu i A. Ślącze (inf. ustna, 1983), którzy prowadzili tam obserwacje przed rokiem 1980, kiedy to katastrofalna powódź niemal całkowicie zniszczyła odsłonięcie.

Występują tam wapienie laminowane i nielaminowane, bardzo lekkie, porowate, słabo zwarte. Obecnie widoczne wapienie laminowane mają miąższość około 40 cm, ale według A. Ślączi (inf. ustna, 1983, 1988; por. Ślącza, 1973) miąższość ławicy wapienia laminowanego z warstewkami nielaminowanymi sięgała 1 – 1,5 m. Odmiany nielaminowane przypominają kredę piszącą. Laminacja makroskopowo jest podobna, jak w wapieniu jasielskim, ale oglądana w szlifie jest mniej regularna (Pl. VIII: 2). Ciemne skupienia, dzielące mikryt na gruzły, zawierają więcej substancji organicznej i często są grubsze niż w wapieniu jasielskim, osiągając 50 μm . Ciemne laminy zawierają domieszkę pyłu kwarcowego i innego materiału detrytycznego. Częste są drobne zaburzenia i rozgałęzienia granic lamin. Laminacja przerywana jest kilkumilimetrowymi warstewkami mikrytu nielaminowanego, przeważnie stopniowo jaśniejącego ku górze. Warstewki te zawierają znaczną ilość drobnoziarnistego materiału detrytycznego. Wapień z Folusza nie wykazuje po zwiertzeniu płytkowej oddzielności charakterystycznej dla wapieni tylawskich i wapienia jasielskiego. W mikroskopie skaningowym wapień z Folusza (Pl. XII: 1) wykazuje bardzo małe zaawansowanie diagenetycznej rekrytalizacji, jest silnie porowaty. Kokkolity, nawet formy bardzo delikatne, zachowane są w całości; powszechnie występują kompletne kokkosfery. Widoczne jest obrastanie kalcytem niektórych elementów kokkolitów, a także rzadko rozmieszczone zaczątkowe romboedry cementu kalcytowego.

Ryby w wapieniu z Folusza występują dość często i ułożone są na powierzchniach laminacji. Rozmiary ich przekrojów poprzecznych są podobne, jak w wapieniu tylawskim i wapieniu jasielskim. Ze względu na brak oddzielności równoległej do laminacji nie obserwowano całych powierzchni poszczególnych egzemplarzy.

Otwornice w wapieniu z Folusza są bardziej liczne i znacznie lepiej zachowane niż w wapieniu jasielskim (Pl. VIII: 3). Występują nie tylko wewnątrz gruzłów mikrytowych, ale często na ich granicach. Ich komory są na ogół puste lub pokryte od wewnątrz kryształami kalcytu swobodnie rosnącymi ku środkowi (Pl. XII: 2).

A. Ślącza i S. Dżułyński (A. Ślącza, inf. ustna, 1983) obserwowali w wapieniu z Folusza bardzo liczne kanały ichnofauny, wśród nich formy U-kształtne. Kanały, o średnicy kilku milimetrów, wypełnione są zhomogenizowanym mikrytem podobnym do skały otaczającej. Widoczne jest zapadanie się laminowanego osadu nad kanałami.

Zdaniem Ślączi (1977), wapienie te odpowiadają poziomowi wapienia jasielskiego i występują w półknie tektonicznym jednostki śląskiej odsłaniającej się spod wąskiego klina jednostki dukielskiej, znikającej w tym miejscu z powierzchni pod nasunięciem jednostki magurskiej, której brzeg zakreśla tu półwysep Łużnej. W świetle podanej wyżej charakterystyki wapienia jasiel-

skiego wapien z Folusza ze swą znaczną miąższością, słabszą lityfikacją, znacznym udziałem domieszek klastycznych i bogatą ichnofauną różni się bardzo od typowego wapienia jasielskiego. Z tego powodu jest tu opisany osobno i pod inną nazwą. Autor uważa jednak za prawdopodobne, że wapien z Folusza należy do poziomu wapienia jasielskiego. Badania zespołów nannoplanktonu wapiennego powinny pozwolić na rozstrzygnięcie tego zagadnienia.

KORELACJA LAMIN

W poszczególnych poziomach wapieni autor starał się określić lateralną stałość lamin porównując przecięte okazy z bliskich, a następnie stopniowo coraz dalszych stanowisk. W poziomach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza, gdzie udało się tą metodą skorelować laminy na odległościach setek kilometrów, autor zastosował następnie korelację lamin do korelacji innych zjawisk sedymentacyjnych – turbidytów i deformacji synsedymentacyjnych. Dla jaśniejszego przedstawienia metody korelacji i jej wyników najpierw zostanie omówiona korelacja lamin w poziomie wapienia jasielskiego, gdzie uzyskano najbogatsze i najbardziej pogładowe wyniki, następnie w poziomie wapienia z Zagórza, gdzie ze względu na słabo zaznaczone laminy wyniki są uboższe, a w końcu w poziomie wapieni tylawskich, gdzie dotychczas uzyskano najskromniejsze wyniki. W „środkowym poziomie łupków jasielskich” i w wapieniu z Folusza nie badano ciągłości lamin; w pierwszym wypadku stanowiska, w których obserwowano ten poziom są nieliczne i daleko od siebie położone, w drugim wypadku znane jest tylko jedno stanowisko.

WAPIEŃ JASIELSKI

Lateralną ciągłość warstw w poziomie wapienia jasielskiego próbował ocenić Birecki (1964, p. 28–29, fig. 4). Porównał on cztery profile tego poziomu rozmieszczone na odcinku jednego kilometra w północnym skrzydle synkliny Bobowej, na północny wschód od kościoła w Turzy i stwierdził, że liczba i miąższość warstw wapiennych zmienia się z biegiem warstw, że „tworzą one poziom soczewkowaty, który może lokalnie zanikać, by dalej znowu pojawić się w postaci kilku czy kilkunastu wkładek”. Koszarski i Żytko (1961, p. 127) w pięciu stanowiskach wapienia jasielskiego, jakie znaleźli w antyklinie Horodka–Polany, obserwowali obecność charakterystycznej, 15-centymetrowej warstwy laminowanego wapienia jasielskiego. W północnym skrzydle synkliny Krywego ci sami autorzy (Koszarski & Żytko, 1961, p. 124–125) stwierdzili, że sekwencja zespołów warstw między poziomami wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza w kolejnych przekrojach tego skrzydła jest podobna, a „zmiany dotyczą głównie grubości ławic piaskowców oraz grubości i ilości wkładek łupków jasielskich”. Stwierdzili oni też, że grube ławice piaskowców towarzyszące poziomom wapieni występują we wszystkich obserwowanych przez nich stanowiskach.

Autor przeprowadził szczegółowe obserwacje ciągłości warstw w północnym skrzydle synkliny Krywego, między Górzanką a Smolnikiem (Haczewski, 1981), gdzie San i Solinka meandrują wzdłuż wychodni wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza, dzięki czemu sekwencje warstw krośnieńskich z ławiczkami wapieni można obserwować w kilkunastu profilach na odcinku ok. 30 km (Haczewski, 1981, fig. 2). Korelacje sekwencji warstw w poziomach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza wykazały, że warstwy wapieni i towarzyszących im piaskowców i łupków dają się doskonale śledzić na całym badanym odcinku (Haczewski, 1981).

W skorelowanych warstwach wapienia jasielskiego w synklinie Krywego zbadano lateralną ciągłość lamin porównując następstwo lamin w tych samych warstwach wapieni w różnych stanowiskach. Następstwo lamin w warstwach wapieni porównywano wizualnie na gładkich powierzchniach przekrojów prostopadłych do laminacji, a także na fotografiach tych przekrojów. Fotografie były potrzebne wtedy, gdy nierówne krawędzie boczne przeciętych okazów utrudniały ich ściśle przykładanie do siebie oraz gdy trzeba było porównywać równocześnie więcej niż dwa okazy. Z pięciu stanowisk sporządzono ciągłe kolumnkowe profile utrwalone żywicą epoksydową*. Każdy profil kolumnkowy obejmuje pełną miąższość laminowanego wapienia jasielskiego z danego stanowiska, zestawioną z poszczególnych warstewek w oryginalnej orientacji i kolejności, z pominięciem wszystkich typów skał przedzielających warstewki wapienia laminowanego.

Gdy laminy okazywały się ciągle pomiędzy blisko położonymi stanowiskami (odległości kilkuset do tysiąca metrów), korelację powtarzano kolejno dla coraz bardziej oddalonych od siebie stanowisk w synklinie Krywego, a także poza tą synkliną, w profilach, gdzie następstwo warstw w obrębie poziomu wapiennego jest odmienne niż w synklinie Krywego (por. Haczewski, 1981, 1986a). Później rozszerzono te obserwacje na większość badanych stanowisk wapienia jasielskiego.

Korelacja jest najlepsza w środkowej części górnej połowy wapienia jasielskiego, gdzie wyraźnie skonstrastowane, cienkie laminy o różnej grubości i różnej strukturze tworzą charakterystyczne, niepowtarzalne sekwencje pionowe, dobrze rozpoznawalne w odległych profilach, nawet jeżeli pewne szczegóły się zmieniają. Do takich charakterystycznych sekwencji lamin w górnej połowie wapienia jasielskiego należą (Pl. V: 1): *a*) masywna wiązka grubszych białych lamin zaczynająca się ok. 1 mm nad warstewką nielaminowaną obecną w większości profili, *b*) grupa białych lamin 27–31 mm nad warstewką nielaminowaną, *c*) grupa inaczej rozmieszczonych białych lamin, 44–50 mm nad warstewką nielaminowaną, i wreszcie *d*) dwie bezpośrednio po sobie następujące serie lamin jasnych i ciemnych, około 72 mm nad warstewką nielaminowaną, z których każda wykazuje stopniowe cienienie lamin jasnych

* Technikę wykonania profili opracował i profile wykonał p. Stanisław Olbrych, szlifierz w Instytucie Nauk Geologicznych PAN w Krakowie.

a grubienie ciemnych ku górze, tak że obie sekwencje, mięszsze odpowiednio na 3 i 4 milimetry, stają się stopniowo ciemniejsze ku górze (Pl. VI: 1).

Do korelacji używał autor warstw grubszych niż 15–20 mm, gdyż w cienkich warstwach prawdopodobne jest uzyskanie przypadkowej zgodności nie odpowiadających sobie sekwencji lamin. Niektóre odcinki profilu różnią się nieznacznie miąższością w odległych stanowiskach, toteż przy korelacji grubszych warstw, gdy ułoży się zgodnie laminy w dolnej części, laminy w górnej części porównywanych profili mogą być przesunięte względem siebie o kilka milimetrów.

W dolnej połowie profilu wapienia jasielskiego częstsze są różnego rodzaju zaburzenia laminacji, a warstwy wapienia są na ogół cieńsze. Mimo to daje się tu korelować zarówno następstwo różnych typów laminacji, jak i następstwo lamin. Około piętnastu milimetrów nad spągiem laminowanej części wapienia jasielskiego występuje przez około 10 mm charakterystyczna seria ciasno do siebie przylegających grubych (ok. 0,7 mm) białych lamin o lekko falistych granicach. W pobliżu środka profilu liczne deformacje i zatarcia lamin czynią korelację nieco trudniejszą, a w pewnych wypadkach niepewną lub niemożliwą.

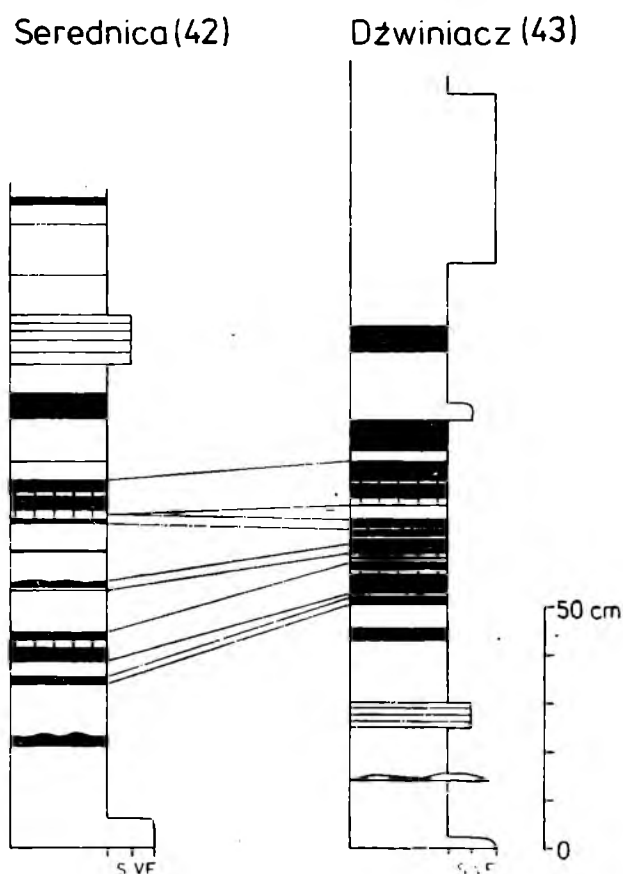


Fig. 5. Korelacja poziomu wapienia jasielskiego w łupkach menilitowych, w dwu profilach odległych o 5 km wzdłuż rozciągłości. Lokalizacja zgodnie z numerami w nawiasach na Fig. 6. Legenda na Fig. 3. *S* – mułowiec, *VF* – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty. Linie korelacji wyznaczone na podstawie korelacji lamin w wapieniu

Fig. 5. Correlation of Jasio limestone horizon in Menilite shales, in two sections distant by 5 km along structural strike. Locations (numbers in brackets) in Fig. 6. Legend in Fig. 3. *S* – mudstone; *VF* – very fine-grained sandstone. Correlation lines show correlation of laminae in limestone

Korelacja dwu profili poziomu wapienia jasielskiego oddalonych od siebie o 5 km w południowym skrzydle antykliny Wańkowej-wsi—Łodyny (por. Jasionowicz, 1961) pokazana jest na Fig. 5.

Korelacja lamin umożliwiła korelację turbidytów w poziomie wapienia jasielskiego między synkliną Krywego a okolicą Jasła (Haczewski, 1986a, fig. 15, p. 140).

W wyniku tych korelacji stwierdzono, że laminacja koreluje się bardzo dobrze między stanowiskami odległymi od siebie o dziesiątki kilometrów. Poprzez korelowanie okazów z kolejnych coraz bardziej odległych stanowisk skorelowano sekwencje lamin w wapieniu jasielskim jednostek skolskiej, podśląskiej i śląskiej, od Wiśnicza na zachodzie po Koziową koło Skolego na wschodzie, tj. na odcinku 240 km (Haczewski, 1984, fig. 4 i 6).

Poza stanowiskami wymienionymi wcześniej, także w wielu innych stanowiskach (por. Fig. 6) udało się potwierdzić identyczność poziomu wapienia jasielskiego za pomocą korelacji lamin, nawet jeżeli znajdowano tylko luźne okruchy wapienia (stanowiska, w których wapień znaleziono jedynie w okruchach oznaczono w nawiasie literą o): Wiśnicz Stary (o; Fig. 7; por. Uhlig, 1884, 1888; Jucha, 1969; Haczewski, 1984, fig. 8), Wiśnicz Mały (o; Fig. 7; por. Uhlig, 1884, 1888; Bukowski, 1926; Haczewski, 1984, fig. 8), Wyżne (o; por. Haczewski, 1984, fig. 8; w zalesionym wąwozie opadającym do centrum wsi od zachodu, spod osiedla Kamieniec; stanowisko wskazane przez doc. W. Nowaka), wzgórze Krępak k. Korzeńca (por. Kotlarczyk & Jerzmańska, 1988b, fig. A32; w miejscu wskazanym na cytowanej figurze odsłania się wapień z Zagórza, wapień jasielski odsłania się w lewym brzegu potoku o kilkanaście metrów wyżej, za zakrętem, a poniżej mostku), Stara Bircza (Fig. 8; stanowisko wskazane przez prof. J. Kotlarczyka), Łodzina

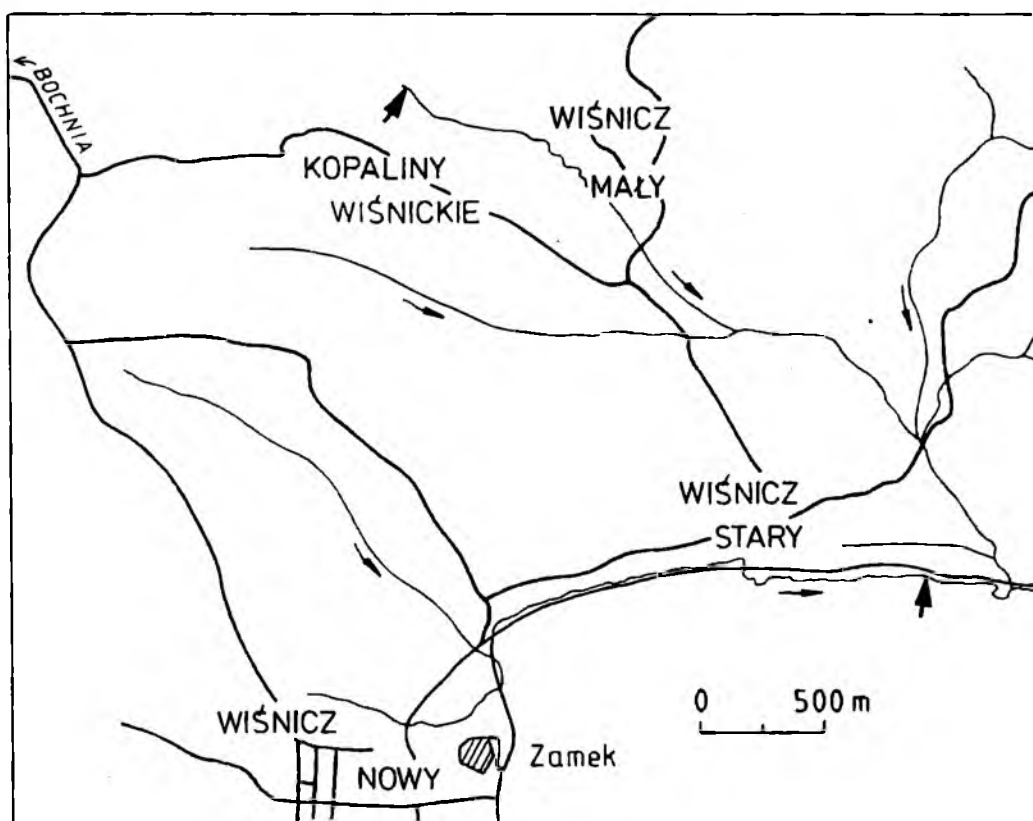


Fig. 7. Lokalizacja stanowisk wapienia jasielskiego (grube strzałki) w okolicach Wiśnicza

Fig. 7. Localities with Jasło limestone (solid arrows) in vicinities of Wiśnicz

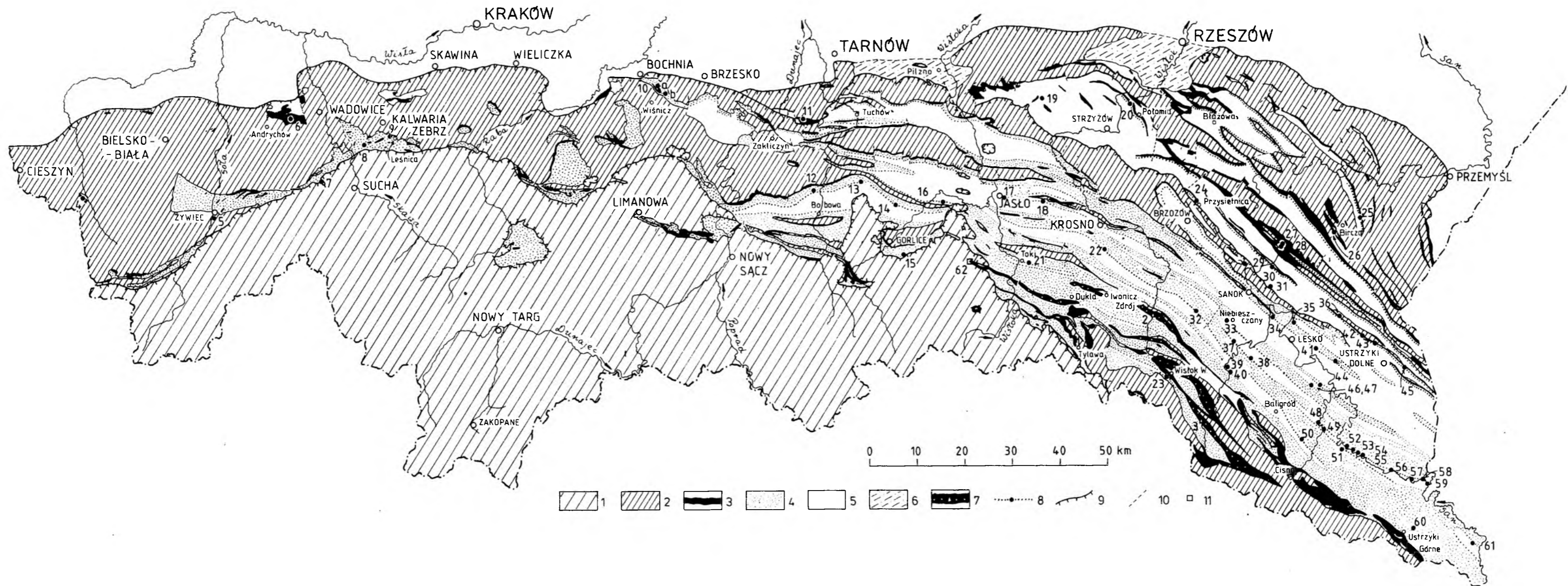


Fig. 6. Mapa rozmieszczenia omawianych w tej pracy stanowisk wapieni w polskich Karpatach. Geologia wg Juchy (1969, nieco zmienione). 1 – płaszczowina magurska i jednostki tektoniczne bardziej wewnętrzne od niej; 2 – utwory starsze od serii menilitowo-krośnieńskiej; 3 – warstwy menilitowe; 4 – warstwy krośnieńskie starsze od wapienia jasielskiego; 5 – warstwy krośnieńskie młodsze od wapienia jasielskiego; 6 – utwory miocenu leżące niezgodnie na flyszu; 7 – przebieg wychodni wapieni tylawskich i omawiane stanowiska: 1 – Tylawa, 2 – Rudawka Rymanowska, 3 – Komańcza; 8 – przebieg wychodni wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza z omawianymi stanowiskami: 4 – Cisownica, 5 – góra Grojec, 6 – Inwałd, 7 – Krzeszów, 8 – Stryszów, 9 – Leśnica, 10a – Wiśnicz Mały, 10b – Wiśnicz Stary, 11 – Janowice, 12 – Bruśnik, 13 – Turza, 14 – Kwiatonowice, 15 – Sękowa, 16 – Grudna Kępska, 17 – Sobniów, 18 – Brzezówka, 19 – Sośnice, 20 – Wyżne, 21 – Toki, 22 – Miejsce Piastowe, 23 – potok Cyłowa, 24 – Przysietnica, 25 – wzgórze Krępak, 26 – Stara Bircza, 27, 28 – Łodzina, 29 – Falejówka, 30 – Mrzyglód, 31 – Wujskie, 32 – Nadolany, 33 – Niebieszczany, 34 – Zagórz, 35 – Łukawica, 36 – Paszowa, 37 – Morochownica, 38 – Czaszyn, 39, 40 – Wysoczany, 41 – Jankowce, 42 – Srednica, 43 – Dźwiniacz, 44 – Uherce, 45 – Brzegi Dolne, 46 – Wola Matiaszowa, 47 – Polańczyk, 48 – Bukowiec nad Solinką, 49 – Terka, 50 – Tyskowa, 51, 52 – Tworyłne, 53, 54 – Krywe, 55 – Sękowiec, 56 – Dwerniczek, 57 – Procisne, 58 – Smolnik, 59 – San pod Czeresznią, 60 – Bereżki, 61 – Bukowiec nad potokiem Halicz; 9 – główne nasunięcia; 10 – ważniejsze uskoki; 11 – stanowisko wapienia z Folsza (62)

Fig. 6. Map showing distribution of discussed localities with limestones in the Polish Carpathians. Geology after Jucha (1969, slightly modified). 1 – Magura nappe and tectonic units internal to it; 2 – deposits older than Menilite-Krosno series; 3 – Menilite Beds; 4 – Krosno Beds older than Jasło limestone; 5 – Krosno Beds younger than Jasło limestone; 6 – Miocene strata lying unconformably on flysch; 7 – outcrops of Tylawa limestones and discussed localities: 1 – Tylawa, 2 – Rudawka Rymanowska, 3 – Komańcza; 8 – outcrops of Jasło and Zagórz limestones with discussed localities: 4 – Cisownica, 5 – Grojec hill, 6 – Inwałd, 7 – Krzeszów, 8 – Stryszów, 9 – Leśnica, 10a – Wiśnicz Mały, 10b – Wiśnicz Stary, 11 – Janowice, 12 – Bruśnik, 13 – Turza, 14 – Kwiatonowice, 15 – Sękowa, 16 – Grudna Kępska, 17 – Sobniów, 18 – Brzezówka, 19 – Sośnice, 20 – Wyżne, 21 – Toki, 22 – Miejsce Piastowe, 23 – Cyłowa stream, 24 – Przysietnica, 25 – Krępak hill, 26 – Stara Bircza, 27, 28 – Łodzina, 29 – Falejówka, 30 – Mrzyglód, 31 – Wujskie, 32 – Nadolany, 33 – Niebieszczany, 34 – Zagórz, 35 – Łukawica, 36 – Paszowa, 37 – Morochownica, 38 – Czaszyn, 39, 40 – Wysoczany, 41 – Jankowce, 42 – Srednica, 43 – Dźwiniacz, 44 – Uherce, 45 – Brzegi Dolne, 46 – Wola Matiaszowa, 47 – Polańczyk, 48 – Bukowiec on Solinka river, 49 – Terka, 50 – Tyskowa, 51, 52 – Tworyłne, 53, 54 – Krywe, 55 – Sękowiec, 56 – Dwerniczek, 57 – Procisne, 58 – Smolnik, 59 – San below Czeresznia hill, 60 – Bereżki, 61 – Bukowiec on Halicz stream; 9 – main overthrusts; 10 – major faults; 11 – locality of Folsz limestone (62)

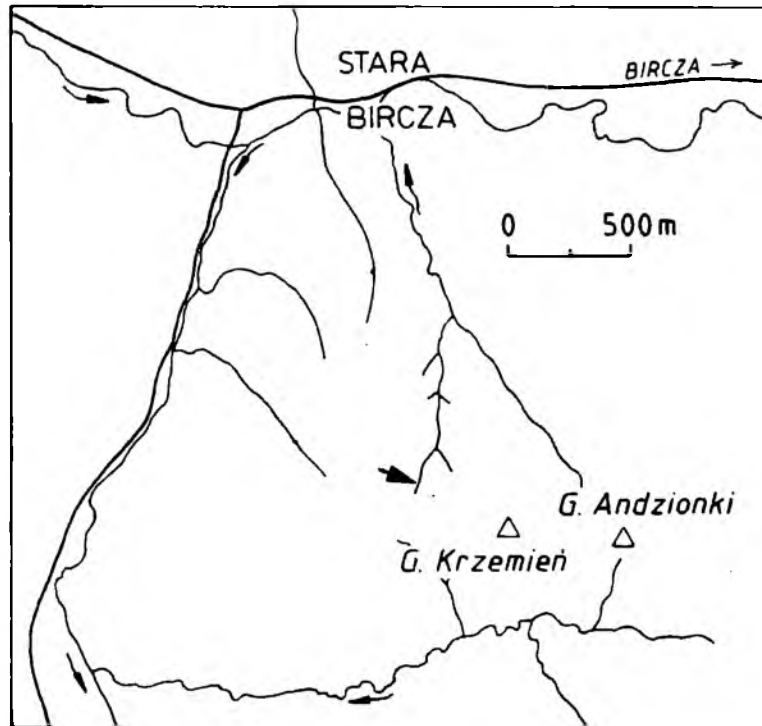


Fig. 8. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) koło Starej Birczy

Fig. 8. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) near Stara Bircza

(wapień jasielski odsłania się w ścianie skalnej nad Sanem w dwu punktach odległych od siebie o około 50 m, w obu skrzydłach synkliny w piaskowcach kliwskich), Paszowa (Fig. 9; stanowisko wskazane przez dr. S. Leszczyńskiego), Brzegi Dolne (o; u zbiegu małych potoków, ok. 1400 m ku SE od skrzyżowania w centrum Brzegów Dolnych; por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 132). Grudna Kępska (Fig. 10). Brzezówka (Fig. 11; wskazane przez doc. B. Olszewską).

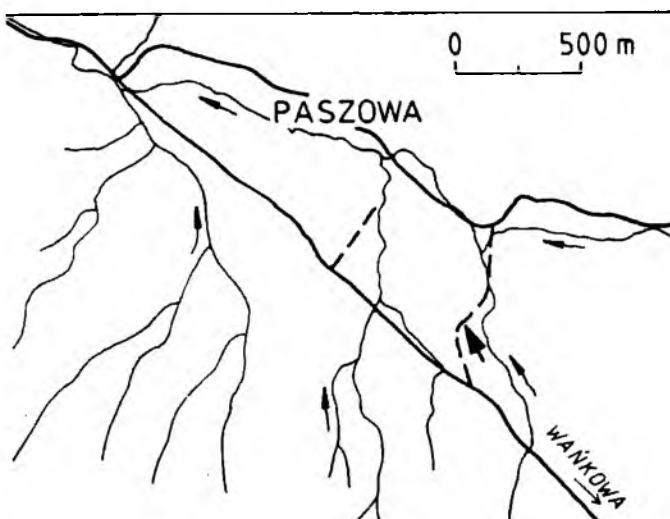


Fig. 9. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) koło Paszowej

Fig. 9. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) near Paszowa

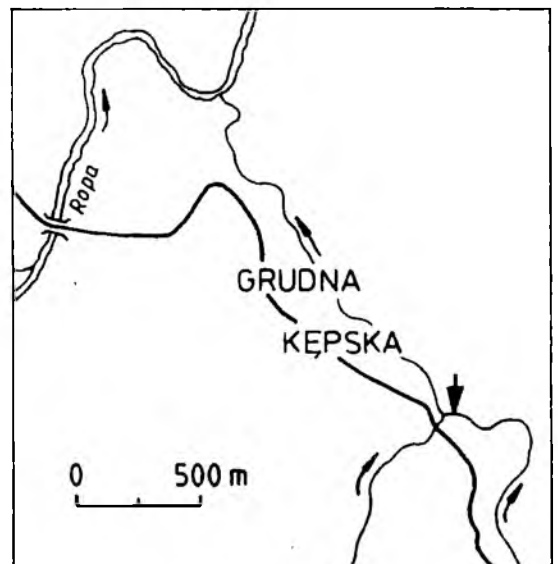


Fig. 10. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Grudnej Kępskiej

Fig. 9. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Grudna Kępska

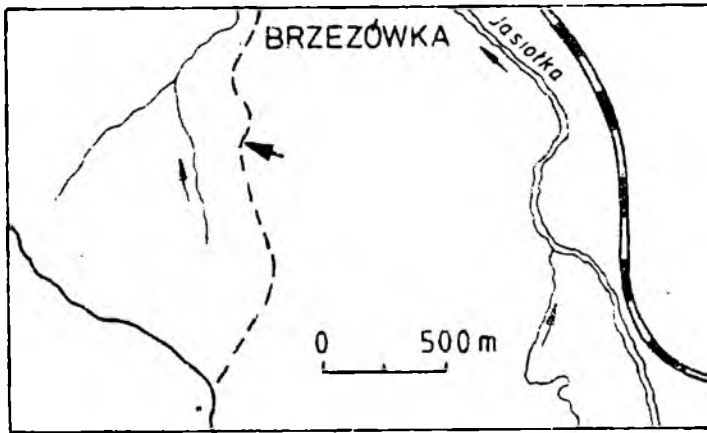


Fig. 11. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Brzezówce

Fig. 11. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Brzezówka



Fig. 12. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Przysietnicy

Fig. 12. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Przysietnica

Przysietnica (Fig. 12; wskazane przez dr. S. Gucika), Falejówka (Fig. 13; por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 106), Miejsce Piastowe (Fig. 14; wskazane przez dr. A. Zubrzyckiego), Nadolany (Fig. 15), Łukawica (w północnym skrzydle synkliny Łukawicy, w skałce nad Sanem i w skarpie szosy; por. Koszarski & Żytko, 1961, pp. 117–118), Niebieszczy (o; Fig. 16; por. Szymakowska, 1959), Postolów (o; w lewym dopływie Sanu, por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 114), Polańczyk (Poprawa, 1977, fig. 3), Wola Matiaszowa (Wdowiarz, 1980; fig. 1, p. 12), Górzanka (Haczewski, 1981, fig. 2), Tyskowa k. Baligrodu (Fig. 17; znalezione na podst. rękopiśmiennych materiałów J. Żgieta przechowywanych w archiwum Oddziału Karpackiego PIG).

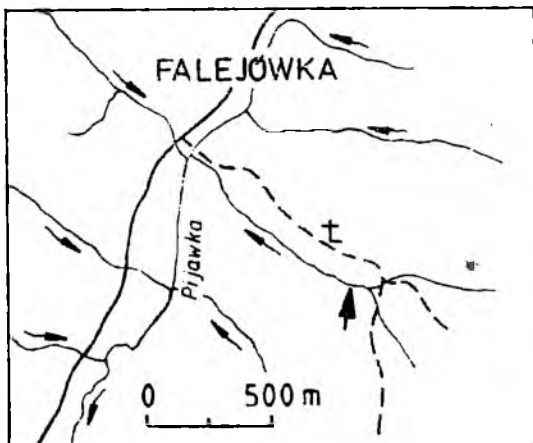


Fig. 13. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Falejówce

Fig. 13. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Falejówka

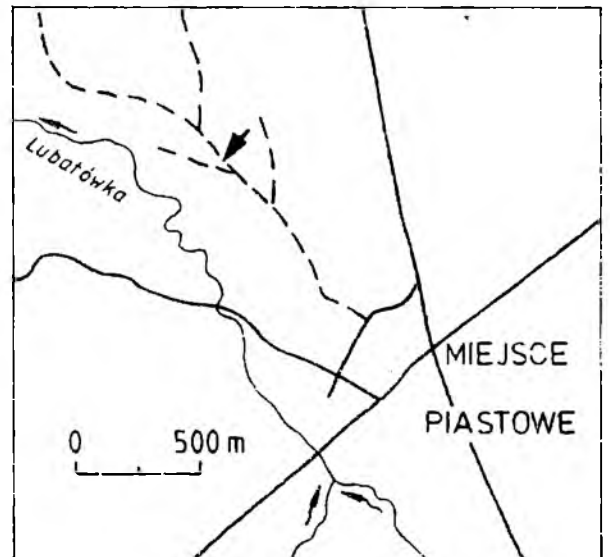


Fig. 14. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Miejscu Piastowym

Fig. 14. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Miejsce Piastowe

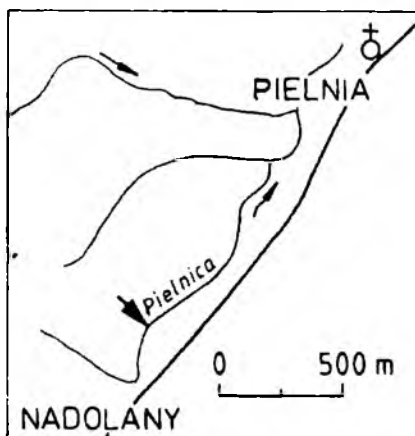


Fig. 15. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Nadolanach

Fig. 15. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Nadolany

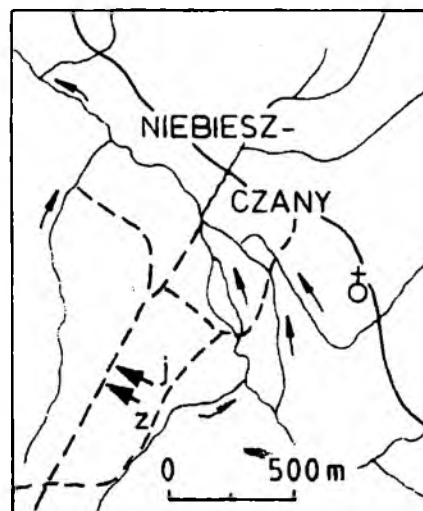


Fig. 16. Lokalizacja stanowisk (grube strzałki) wapienia jasielskiego (j) i wapienia z Zagórz (z) w Niebieszczań

Fig. 16. Localities (solid arrows) with Jasło limestone (j) and Zagórz limestone (z) in Niebieszczań

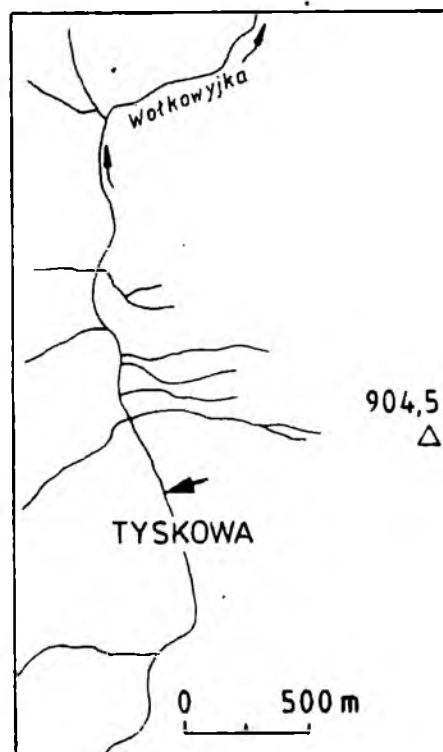


Fig. 17. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Tyskowej koło Baligrodu

Fig. 17. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Tyskowa near Baligród

Skorelowanie lamin w wapieniu jasielskim na tak dużych odległościach i pomiędzy strefami występowania różnych facji umożliwiło badanie lateralnej zmienności różnych zjawisk sedymentacyjnych. Poniżej omówione są kolejno trzy zastosowania korelacji lamin do badania zjawisk sedymentacyjnych.

Obserwacje paleobatymetryczne

Porównanie płytek cienkich ze skorelowanych lamin w górnej części poziomu wapienia jasielskiego pomiędzy różnymi stanowiskami wykazuje znaczne różnice w stanie zachowania skorupki otwornic (Pl. VI: 2). Skorupki są najlepiej zachowane w profilach jednostki podśląskiej i południowego skraju jednostki śląskiej, większość z nich ma zachowanych po kilka komór, wyraźnie zachowana jest struktura skorupki. W Srednicy stan zachowania jest wyraźnie gorszy, tylko nieliczne skorupki zachowują po kilka komór i sparytowe wypełnienie, wiele jest pokruszonych i wypełnionych mikrytem. W Sobniowie tylko nieliczne skorupki mają zachowane komory, na ogół mają ściany bardzo ścienione, są pokruszone i wypełnione mikrytem. W Bukowcu stan zachowania jest nieco gorszy niż w Sobniowie.

Obserwowane różnice w stopniu rozpuszczenia skorupki otwornic wydają się odzwierciedlać różnice głębokości dna między stanowiskami, z których pochodzą porównywane próby. Najlepsze zachowanie skorupki ma miejsce w jednostce podśląskiej, gdzie występują wśród hemipelagicznych czarnych łupków ławica wapienia jasielskiego osadziła się na wyniesieniu podmorskim rozdzielającym śląską i skolską część basenu. Różnice między tymi stanowiskami w jednostce śląskiej zgodne są z danymi o kierunku pochylenia dna wynikającymi z analiz paleotransportu w turbidytach warstw krośnieńskich.

Badanie zmian lateralnych w turbidytach

Szczegółowe korelacje warstw wapieni i turbidytów w synklinie Krywego wykorzystano do badania lateralnej zmienności cech sedymentacyjnych poszczególnych turbidytów (Haczewski, 1981). Dzięki korelacji lamin poziomy zakres obserwacji można było następnie kilkakrotnie powiększyć. Pojedyncze turbidyty śledzone wcześniej wzdłuż synkliny Krywego można zidentyfikować w Sobniowie, sto kilometrów od stanowisk w synklinie Krywego (Haczewski, 1986a).

Badanie synsedymentacyjnych zaburzeń sejsmicznych

Korelacja lamin pozwoliła stwierdzić, że występujące w obrębie laminowanego wapienia jasielskiego warstewki wapieni nielaminowanych, poziomy zdeformowanej laminacji i ślady erozji na dużych obszarach przykryte są tymi samymi laminami niezaburzonymi, co wskazuje na równoczesność powstania zaburzeń osadu na dużych obszarach. Szczegółowa korelacja lamin nad zaburzonymi interwałami profilu wykazała występowanie różnej liczby takich interwałów w różnych stanowiskach, przy czym dwa z tych interwałów zaburzonych prześledzono na całym badanym obszarze.

Interwały te określono jako *S-1* i *S-2*. W obrębie niższego interwału zaburzeń, *S-1*, lokalnie zaznacza się obecność dwu oddzielnych interwałów *S-1a* i *S-1b*, oddzielonych od siebie około 20 milimetrami laminowanego wapienia, który zachowany jest tylko w nielicznych profilach.

Intensywność i rodzaj zaburzeń sedymentacyjnych w obrębie każdego interwału zmieniają się lateralnie, ale wszystkie one wskazują na równoczesne wystąpienie zjawisk sedymentacyjnych o gwałtownym charakterze na całym badanym obszarze. Wyróżniono następujące rodzaje zjawisk sedymentacyjnych w obrębie interwałów zaburzonych: deformacje lamin, osuwiska, rozmycia erozyjne, turbidyty silicyklastyczne, turbidyty pelagiczne. Charakter tych zjawisk, ich jednoczasowość i wielkie rozprzestrzenienie, niezależne od morfologii basenu, wskazują na powstanie w wyniku silnych wstrząsów sejsmicznych, których skutki zaznaczyły się równocześnie na dużych obszarach basenu. Poniżej przedstawiona jest charakterystyka poszczególnych zjawisk oraz ich geograficzne rozprzestrzenienie (Fig. 18).

Deformacje lamin mają różną postać, od falistych zaburzeń (Pl. V: 3), przez silne pofałdowanie z częściowym zatarciem laminacji, po całkowite niemal zatarcie laminacji w silnie zaburzonym osadzie. Deformacja obejmuje zazwyczaj kilkunastomilimetrową warstwę osadu, wyjątkowo sięgając głębiej. Ku dołowi deformacja często wygasa dość nagle, w obrębie kilkumilimetrowej warstwy osadu. Nad zdeformowanymi laminami występują przeważnie turbidyty pelagiczne, turbidyty silicyklastyczne (często z dolną powierzchnią erozyjną) lub osuwiska.

Osuwiska zbudowane są z kilkumilimetrowych pakietów wapienia o częściowo zachowanej wewnątrz laminacji, plastycznie pofałdowanych, a w niektórych wypadkach ponasuwanych na siebie (Pl. V: 2). Dzięki korelacji lamin można niekiedy stwierdzić, że miąższość zdeformowanego osadu jest wyraźnie większa od miąższości odpowiadającej mu warstwy nie zdeformowanej, czyli że nastąpiło nagromadzenie materiału przemieszczonego z innych fragmentów dna.

Osuwiska występują tylko w kilku punktach w pobliżu granic jednostek tektoniczno-facjalnych oraz w synklinie Krywego, zapewne dlatego, że powstały w miejscach bardziej nachylonego dna, na stokach basenów lub na skłonie rynny w dnie, której osady budują dziś synklinę Krywego (por. Haczewski, 1981, 1986a).

Luki erozyjne można wykryć dzięki korelacji lamin. Głębokość rozmycia erozyjnego wynosi przeważnie kilka milimetrów, rzadziej kilka centymetrów.

Luki erozyjne występują zwłaszcza w poziomie *S-1* w jednostkach śląskiej i podśląskiej, gdzie dwa silne wstrząsy przedzielone były okresem około 20-letnim (na podstawie liczby lamin sezonowych w wapieniu, por. p. 477), dzięki czemu w czasie powstania interwału *S-1b* na dnie znajdowała się warstwa osadu zaburzonego w czasie powstania *S-1a*, podatna na upłynnienie i erozję. W niektórych większych odślonięciach, np. w Bukowcu i w Sobniowie,

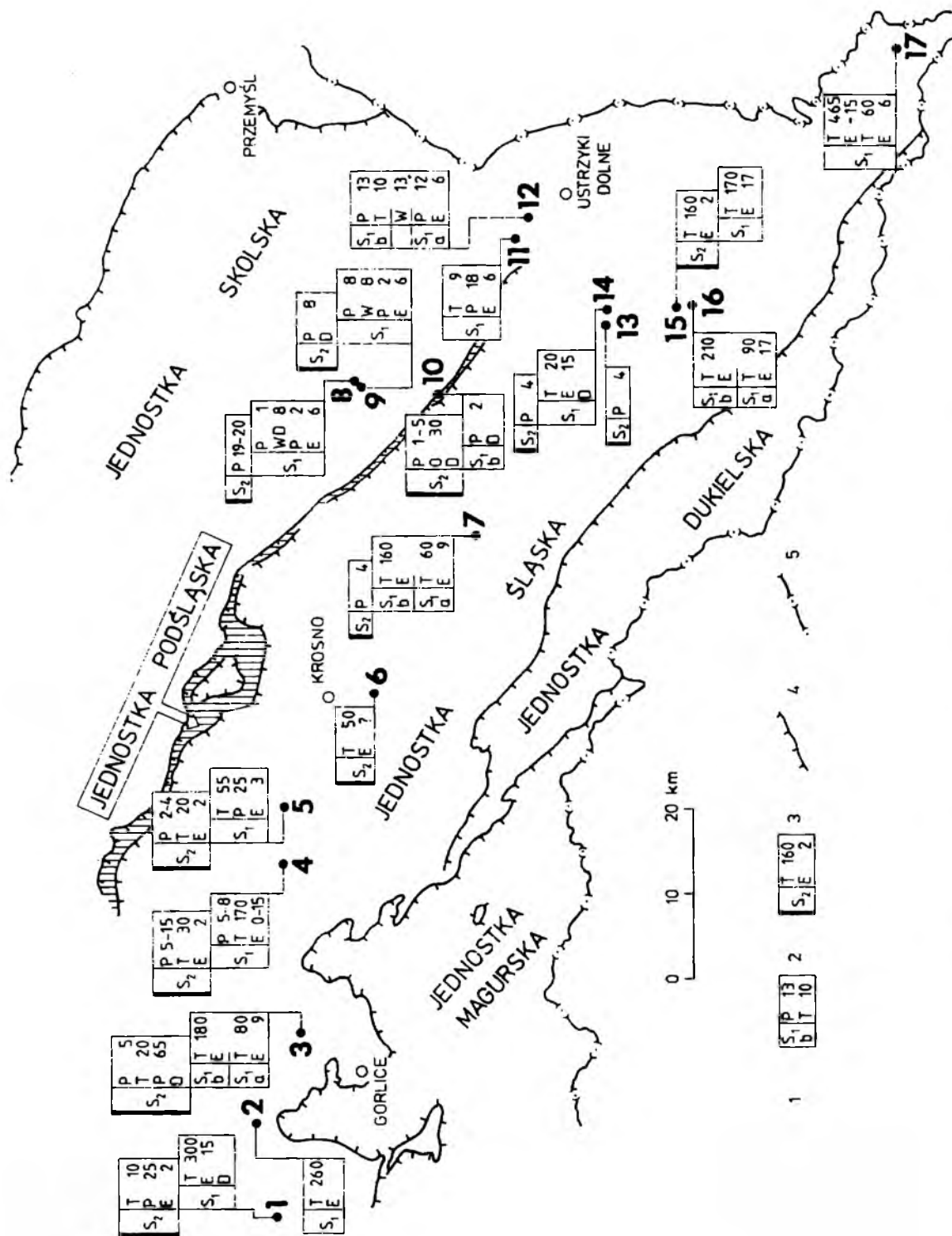


Fig. 18. Mapa rozprzestrzenienia zaburzeń wywołanych wstrząsami sejsmicznymi w wapieniu jasielskim. 1 — badane stanowiska; 2, 3 — pionowe następstwa obserwowanych zjawisk w interwałach zaburzonych, litery oznaczają rodzaj zjawiska (*D* — deformacja lamin, *E* — luka erozyjna, *O* — osuwisko, *T* — turbidyt silicyklastyczny, *P* — turbidyt pelagiczny, *W* — wapień laminowany), liczby — miąższość w milimetrach; 2 — starszy interwał zaburzony S_1 ; 3 — młodszy interwał zaburzony S_2 ; 4 — główne nasunięcia; 5 — granica państwa

Fig. 18. Map showing areal distribution of seismically induced disturbances in Jasło limestone. 1 — studied localities; 2, 3 — vertical sequences of observed phenomena in disturbed intervals, letters stand for classes of sedimentary phenomena (*D* — deformed laminae, *E* — erosional gap, *O* — slump, *T* — siliciclastic turbidite, *P* — pelagic turbidite, *W* — laminated limestone), numbers are thicknesses in millimetres; 2 — older disturbed interval S_1 ; 3 — younger disturbed interval S_2 ; 4 — main overthrusts; 5 — state boundary

widoczne są duże lateralne zmiany głębokości rozmyć erozyjnych (Pl. VII: 1), wąskie kanały wycięte w dnie (Pl. I: 2), itp. Formy erozyjne wskazują, że muł wapienny miał znaczną kohezję w porównaniu z osadami turbidytów silicyklastycznych (por. Haczewski, 1986a).

Turbidyty silicyklastyczne występujące w badanych interwałach z deformacjami nie wyróżniają się od innych turbidytów w sekwencji ani miąższością, ani uziarnieniem. Różnią się natomiast tym, że tylko pod nimi występują luki erozyjne i deformacje w wapieniu laminowanym. Osie fałdów deformacyjnych obserwowanych pod jednym z tych turbidytów (stanowisko 9 na fig. 2 w pracy Haczewskiego, 1981) są w przybliżeniu równoległe do kierunku paleoprądu określonego na podstawie hieroglifów prądowych na spągu tego turbidytu, a oddarte od dna płyty wapienia laminowanego nasuwają się na siebie w kierunku prostopadłym do paleoprądu. Taka orientacja struktur deformacyjnych w wapieniu wskazuje, że nie powstały one w wyniku oddziaływania prądu zawieszinowego, którego osad je przykrywa.

W turbidytach silicyklastycznych, należących do interwałów zaburzonych, częste są klasty wapienia jasielskiego. Sposób zachowania tych klastów wskazuje na ich znaczną kohezję. Często są one zagięte lub porozciągane, ale laminacja pozostaje wyraźnie widoczna, tak że w przypadku grubszych klastów można w nich rozpoznać charakterystyczne sekwencje lamin wskazujące, z jakiej głębokości pod dnem zostały wyerodowane.

Turbidyty silicyklastyczne występują w interwale *S-2*, zarówno w jednostce skolskiej jak i śląskiej, a w interwale *S-1* tylko w jednostce śląskiej. Turbidyt odpowiadający interwałowi *S-1b* w jednostce śląskiej odróżnia się występowaniem w nim licznych klastów wapienia. Turbidyty rozprzestrzenione są bardzo szeroko, również w obszarach, gdzie niżej leżący osad nie wykazuje deformacji.

Turbidyty pelagiczne są to bezstrukturalne warstwy zbudowane z nielaminowanego materiału wapienia jasielskiego, o miąższości kilku do kilkudziesięciu milimetrów (Pl. VII: 2). Wykazują one subtelne pionowe frakcjonowanie, wyrażone jaśnieniem barwy wapienia ku górze. Śledzone lateralnie cienieją one w tych samych kierunkach co turbidyty silicyklastyczne (Pl. V: 1). Wskazuje to na depozycję z chmur drobnej zawiesziny, powstałej z powierzchniowej warstwy osadu, przemieszczających się zgodnie z kierunkiem nachylenia dna. W niektórych turbidytach pelagicznych występują struktury będące prawdopodobnie śladami poruszania się organizmów w osadzie (Pl. I: 1; Pl. VII: 2).

Turbidyty pelagiczne są szeroko rozprzestrzenione, występują najczęściej nad turbidytami silicyklastycznymi, a czasem pod nimi, a w Kwiatonowicach pod i nad.

Interwał zaburzony *S-1a* zaznaczony jest głównie wzdłuż południowego brzegu jednostki śląskiej (Fig. 18), poza tym obszarem jest on w jednostce śląskiej zatarty przez interwał *S-1b*, który jest najsilniej zaznaczony wzdłuż osi jednostki śląskiej, od Jasła po synklinę Krywego. Interwał zaburzony *S-2* jest najsilniej wyrażony w jednostce podśląskiej i przyległych do niej częściach

jednostki skolskiej i śląskiej. Wydaje się zatem, że każdy wstrząs miał inne ognisko, a zarazem, że były to ogniska stosunkowo płytkie. Wiązanie ich z konkretnymi elementami tektonicznymi jest bardzo spekulatywne, ale można z tym zastrzeżeniem domniemać, że źródłami wstrząsów były kolejno: południowa krawędź obniżanego brzegu basenu śląskiego albo powierzchnia nasunięcia jednostki dukielskiej lub magurskiej (*S-1a*), uskoki podłużne w jednostce śląskiej (*S-1b*), wczesna aktywność powierzchni nasunięcia późniejszej jednostki śląskiej lub podśląskiej (*S-2*).

Miąszość laminowanego wapienia pomiędzy *S-1* i *S-2* wskazuje na upływ 300–500 lat (por. p. 477–478) pomiędzy tymi wstrząsami.

Rozległość obszaru, na którym zaznaczyły się zaburzenia w silnie kohezynym wapieniu jasielskim, świadczy o znacznych siłach wstrząsów. Wystąpienie trzech tak silnych wstrząsów o, jak się wydaje, różnych ogniskach w ciągu niespełna pięciuset lat wskazuje, że basen serii menilitowo-krośnieńskiej był w czasie depozycji wapienia jasielskiego bardzo aktywny sejsmicznie.

WAPIEŃ Z ZAGÓRZA

Lateralną ciągłość warstw w poziomie wapienia z Zagórza próbowali ocenić Koszarski i Żytko (1961, p. 117, fig. 6 C–D) porównując dwa profile tego poziomu pomierzone w warstwach krośnieńskich dolnych w Jankowcach koło Leska, w dwu punktach odległych od siebie o ok. 150 m. Stwierdzili oni, że miąszości warstw łupków i piaskowców towarzyszących wapieniom zmieniają się wyraźnie na tak niewielkim odcinku.

S. Wdowiarz z L. Koszarskim (Wdowiarz, 1959) zauważyli, że najgrubsza warstwa nielaminowanego „łupku jasielskiego” w profilu potoku Vinețișu w południowej części Karpat Wschodnich w Rumunii przypomina podobną warstewkę z parą czarnych lamin, znaną im z różnych stanowisk w rejonie Mokrego i Zagórza w Karpatach polskich.

Autor porównał przekroje najgrubszej warstwy wapienia z Zagórza z różnych stanowisk (por. Haczewski, 1984, 1986a). Porównanie wykazało, że niektóre elementy laminacji zanikają lateralnie na odległościach zaledwie paru dziesiątków kilometrów, podczas gdy inne są stałe we wszystkich porównywanych przekrojach w polskich Karpatach (Pl. VIII: 1). Te stałe elementy warstwowania to kolejno od dołu: (a) para czarnych lamin (por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 143), (b) powierzchnia oddzielności (por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 143) ok. 5–6 mm nad nią i (c) grubsza lamina biała, podkreślona mniej wyraźną laminą ciemną, ok. 4–5 mm nad powierzchnią oddzielności. Te stałe elementy laminacji, występujące w tym samym następstwie we wszystkich obserwowanych przekrojach tej warstwy w Karpatach polskich, występują również w najgrubszej (3,5 cm) warstwie wapienia z Zagórza w profilu Vinețișu, ok. 550 km od Zagórza (por. Haczewski, 1984, 1986a).

Korelacje lamin w osadach kopalnych na dużych odległościach są niezwykle rzadkie i były dotychczas dokonywane tylko w obrębie jednego regionu facjalnego, w obszarach słabych

deformacji tektonicznych. Richter-Bernburg (1960) skorelował laminy w anhydrytach cechsztyńskich w rdzeniach z wierceń, których wzajemne odległości sięgały 290 km. Degens *et al.* (1978, 1980) skorelowali turbidyty na dnie Morza Czarnego metodą liczenia rocznych lamin w mule kokkolitowym pomiędzy rdzeniami pobranymi z punktów dna oddalonych od siebie do 70 km.

Korelacja lamin w wapieniu z Zagórza pomiędzy Karpatami polskimi i Vinetişu potwierdza identyfikację poziomów wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza w profilu Vinetişu (por. Wdowiarz, 1959; Kotlarczyk, 1961). Odległość, na której dokonano tej korelacji – 550 km, jest największą odległością, na jakiej udało się skorelować laminy w skałach osadowych.

Poza opisanymi tu stanowiskami udało się za pomocą korelacji lamin wykazać identyczność poziomu wapienia z Zagórza w wielu odsłonięciach, nawet jeżeli znajdowano tylko luźne okruchy wapienia (o): Mrzygłód (por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 108; niewyraźna laminacja w najniższej, dwucentymetrowej warstwie wapienia w tym poziomie koreluje się doskonale z dolną częścią najgrubszej warstwy wapienia z Zagórza na Krępaku, a nad nią leży przeszło pięciocentymetrowa warstwa wapienia detrytycznego, której w innych profilach odpowiada powierzchnia oddzielności), wzgórze Krępak k. Korzeńca (por. Kotlarczyk & Jerzmańska, 1988b; wapień z Zagórza występuje ok. 5–6 m stratygraficznie wyżej od wapienia jasielskiego, w miejscu wskazanym na cytowanej figurze jako wychodnia „łupków jasielskich”), Uherce (o; por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 117), Jankowce (por. Koszarski & Żytko, 1961, p. 117), Orelec (o; w skarpie szosy, stanowisko wskazane przez doc. D. Poprawę), Polańczyk (o; Poprawa, 1977, fig. 3), Wola Matiaszowa (Wdowiarz, 1980; fig. 1, p. 12, ok. 50 m ponad wapieniem jasielskim), Niebieszczyzny (Fig. 16), Czaszyn (w skarpie szosy z Brzozowca do Czaszyna, na kilka metrów przed zakrętem w lewo zaczynającym stromy zjazd).

WAPIENIE TYLAWSKIE

Wielokrotnie podejmowane przez autora próby korelacji lamin w licznych okazach wapieni tyławskich z różnych stanowisk nie przynosiły pozytywnych rezultatów. Było to zastanawiające w zestawieniu z wielką ciągłością laminacji w wapieniu jasielskim, tym bardziej że laminy w wapieniu tyławskim są wyraźniejsze, bardziej regularne i wykazują większą ciągłość w obrębie pojedynczych szlifów i okazów niż laminy w wapieniu jasielskim.

Dopiero ostatnio udało się autorowi skorelować laminy w wapieniach tyławskich między dwoma stanowiskami odległymi o około 750 metrów. W przekroju Wisłoka w Rudawce Rymanowskiej (Fig. 19) jest dwukrotnie

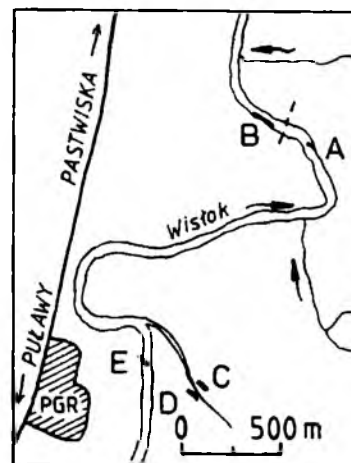


Fig. 19. Lokalizacja odsłoneń wapieni tyławskich (A–E) w Rudawce Rymanowskiej

Fig. 19. Location of Tylawa limestone exposures (A–E) in Rudawka Rymanowska

odsłonięty, po obu stronach podłużnego uskoku, strop warstw cergowskich i leżąca nad nim część warstw menilitowych. W obydwu stanowiskach nad stropem piaskowców cergowskich wśród ciemnych bezwapnistych łupków bitumicznych występują dwa poziomy grube warstwy wapieni o typie margli dynowskich. W każdym z poziomów występują cienkie warstwy laminowanych wapieni tylawskich. Porównanie przekrojów warstw wapieni tylawskich obu poziomów w obu stanowiskach wykazało, że laminy w poszczególnych poziomach dobrze się korelują pomiędzy obydwojma stanowiskami (Pl. IV).

Wydaje się, że dotychczasowe trudności w korelacji wynikają z istnienia kilku poziomów wapieni tylawskich, których stwierdzenie jest rzadko możliwe ze względu na ograniczone rozmiary odsłoneń. Jest też prawdopodobne, że braki spowodowane erozją są w poziomie wapieni tylawskich znacznie większe niż w poziomie wapienia jasielskiego tam, gdzie występuje on wśród warstw krośnieńskich. Możliwość taka wynika pośrednio z porównania zmienności lateralnej poziomu wapienia jasielskiego wśród turbidytów warstw krośnieńskich (Haczewski, 1981, fig. 4) i wśród łupków menilitowych (Fig. 5). Uzyskane wstępne korelacje wskazują na celowość dalszych prób korelacji lamin w wapieniach tylawskich.

UWAGI O ROZPRZESTRZENIENIU I IDENTYFIKACJI POZIOMÓW WAPIENI

Liczne szczegółowe dane o stanowiskach wapienia jasielskiego, „środkowego poziomu łupków jasielskich” i wapienia z Zagórza podali Koszarski i Żytko (1961) dla jednostek śląskiej, podśląskiej i wewnętrznej części jednostki skolskiej w obszarze między Brzozowem a wschodnią granicą państwa oraz w okolicach doliny rzeki Białej. Praca ich zawiera dokładne lokalizacje i szczegółowe opisy wielu odsłoneń i punktów występowania poszczególnych poziomów wapieni. Nie omawiają oni stanowisk wapieni uznanych przez nich za tylawskie.

Rozprzestrzenienie „łupków jasielskich” i „łupków tylawskich” w całych Karpatach omawia obszernie Jucha (1969). W omówieniu tym brak niestety dokładnych danych lokalizacyjnych, informacji o jakości odsłoneń, a tylko wyjątkowo odróżniane są od siebie trzy poziomy „łupków jasielskich”.

Poniżej przedstawione są ważniejsze dane uzupełniające obraz rozprzestrzenienia poziomów wapieni przedstawiony w dotychczasowej literaturze. Podane są szczegółowe dane lokalizacyjne tych odsłoneń badanych przez autora, dla których nie było takich danych publikowanych. Podano nowsze dane o rozprzestrzenieniu wapieni pochodzące z różnych źródeł, podano też weryfikację i uzupełnienia wcześniejszych informacji, zwłaszcza dotyczących identyfikacji poziomów wapieni. Omówione są kolejno stanowiska w Karpatach polskich (por. Fig. 6) od zachodu ku wschodowi, a następnie Karpaty ukraińskie i rumuńskie (por. Fig. 19).

KARPATY POLSKIE

Obszar na zachód od doliny Dunajca

W zachodniej części polskich Karpat opisano występowanie „łupków jasielskich” w nielicznych odosobnionych punktach. Nigdzie w tym obszarze nie tworzą one ciągłych wychodni dających się śledzić przy kartowaniu.

Cisownica. W. Nowak (inf. ustna, 1980) obserwował, na wiele lat przed udzieleniem autorowi informacji, cienką warstewkę określoną przez niego jako „łupki jasielskie” w łupkach menilitowych tworzących niewielki próg w korycie Potoku Cisownickiego w dolnej części wsi. Autorowi nie udało się tej warstewki odnaleźć, odsłonięcie zostało zapewne zabudowane przy regulacji koryta potoku.

Góra Grojec k. Żywca. O znalezieniu „łupków jasielskich” w łupkach menilitowych na Grojcu informowała autora doc. J. Burtan (inf. ustna, 1983). Demonstrowana przez nią próba z tego stanowiska ma ok. 5 cm miąższości, z widocznymi na zwietrzałej powierzchni kilkumilimetrowej grubości laminami ciemnymi i jasnymi. Makroskopowo przypominały one wapienie znalezione przez autora w Inwałdzie k. Andrychowa (por. niżej).

Krzeszów. W punkcie zaznaczonym przez Książkiewicza (1974) (por. Fig. 20) znaleziono w drodze polnej biegnącej skrajem dużego starego osuwiska laminowane i nielaminowane wapienie. Wapień cienko laminowany tworzy warstwę kilkunastocentymetrowej grubości. Makroskopowo przypomina on wapień jasielski. Laminacja w tej warstwie jest silnie zaburzona, a ponadto z powodu silnego zwietrzenia i gęstego spękania nie udało się z tego wapienia wykonać płytki cienkiej. Kilka metrów nad wapieniem laminowanym odsłania się w drodze 33-centymetrowa warstwa bezstrukturalnego, lekkiego, dość miękkiego wapienia przypominającego kredę piszącą. Podobny wapień sypie się na dużej powierzchni w zarośniętej młodym lasem niszy dużego osuwiska.

Obecność nielaminowanego wapienia kredowatego nad wapieniem laminowanym upodabnia to stanowisko do stanowiska w potoku Cyłowa koło Wisłoka Wielkiego, które również znajduje się bezpośrednio przed czołem nasunięcia magurskiego.

Inwałd k. Andrychowa. „Łupki jasielskie” znalezione przez J. Kotlarczyka w r. 1959 „tworzą tu kilkudziesięciocentymetrową ławicę wapienno-marglistą w stropowej części serii menilitowej”

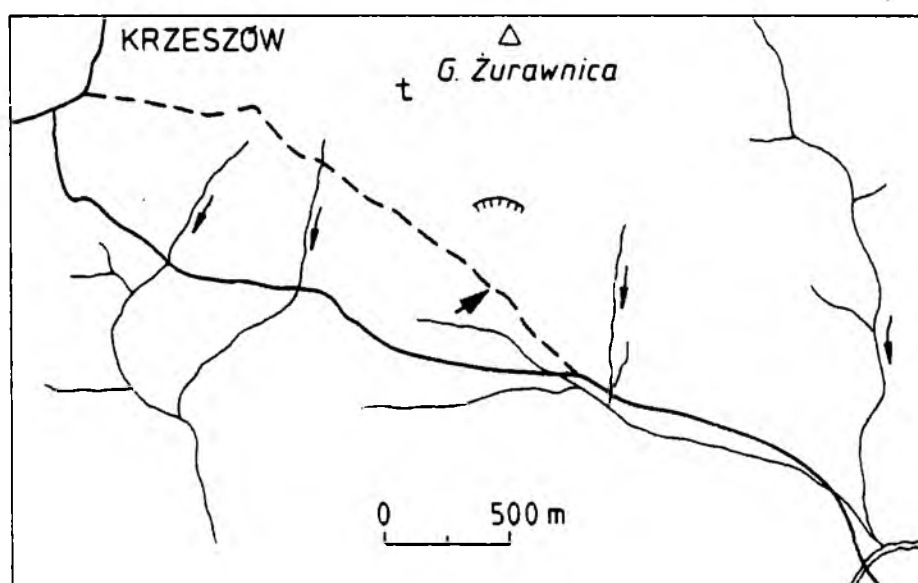


Fig. 20. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (?) (gruba strzałka) w Krzeszowie

Fig. 20. Location of Jasło (?) limestone outcrop (solid arrow) in Krzeszów

(Jucha & Kotlarczyk, 1961, p. 18, fig. 5). Cytowana praca nie zawiera niestety danych lokalizacyjnych. Według prof. J. Kotlarczyka (inf. ustna, 1983) znaleziono je na wzgórzu Krakowica. Autor znalazł w r. 1981 w polach na SE grzbiecie wzgórza (Fig. 21) wychodnię grubo wstęgowanych i laminowanych, zwietrzałych, lokalnie zsylikowanych wapieni ze słabą tendencją do płytowej oddzielności, o widocznej miąższości kilkudziesięciu centymetrów, zalegających niemal poziomo. W odległości kilkudziesięciu metrów ku wschodowi odsłaniał się pakiet rogowców, które przypuszczalnie zalegały nad wapieniami. Na podstawie litologii wapieni i ich współwystępowania z rogowcami autor uznał je za odpowiednik margli dynowskich. W znalezionym materiale nie zaobserwowano laminacji typowej dla któregoś z opisywanych w tej pracy poziomów wapieni.

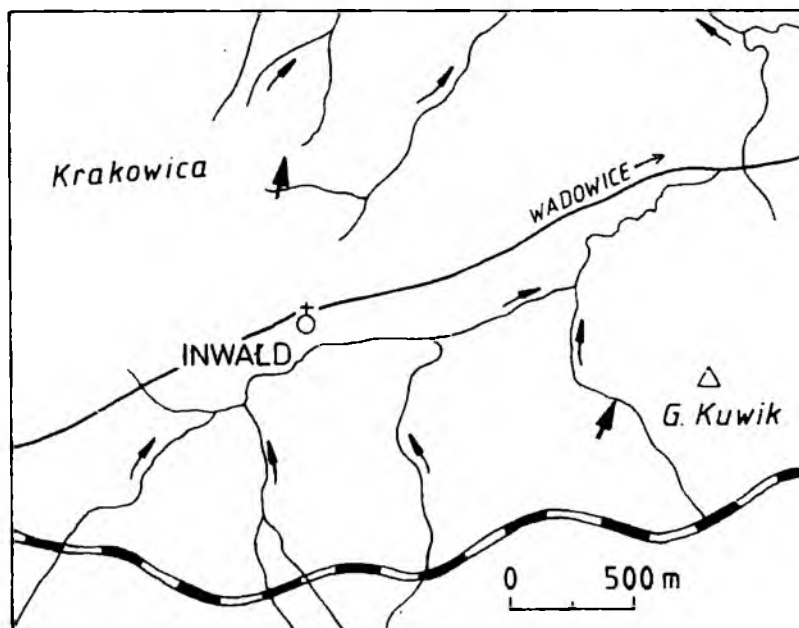


Fig. 21. Lokalizacja stanowisk wapieni (grube strzałki) w Inwałdzie

Fig. 21. Location of limestone outcrops (solid arrows) in Inwałd

Takie same wapienie, również występujące kilka metrów pod rogowcami, znalazł autor w Inwałdzie w innej wychodni warstw menilitowych, położonej bardziej na południu, w małym strumieniu między szosą a linią kolejową (Fig. 21).

Leśnica k. Lanckorony. „Łupki jasielskie” zostały tu znalezione przez Juchę (Jucha & Kotlarczyk, 1961; Jucha, 1969, p. 28), a później były opisywane z dwu punktów w tej miejscowości przez Moroz-Kopczyńską (1977, p. 16). W odsłonięciu oznaczonym numerem 25 (Moroz-Kopczyńska, 1977, fig. 1), autor znalazł pięciomilimetrową warstewkę wapienia laminowanego wśród ciemnych łupków i mułowców.

W kilku innych punktach na omawianym obszarze, m.in. w Wilkowisku k. Skrzydłnej i w Wiśniowej k. Mszany Dolnej obserwowano „łupki jasielskie” J. Burtan (informacja ustna, 1983).

Obszar od doliny Dunajca do wschodniej granicy Polski

Jednostka skolska i podśląska

Janowice k. Zakliczyna. Koszarski i Żytko (1961, pp. 96–97) opisali laminowane „łupki jasielskie”, występujące w słabo odsłoniętym profilu warstw menilitowych, powyżej cienkich tułkowców kliwskich. Obserwacje w opisanym stanowisku i badania zebranych stąd prób

wykazały, że wapień ten nie zawiera otwornic, natomiast typ laminacji i występowanie w wapieniu poziomów zsylikowanych są charakterystyczne dla wapieni tylawskich. Wyraźna laminacja widoczna przez 28 cm miąższości wapienia nie koreluje się z laminacją wapienia jasielskiego. W pobliżu sypią się na polach liczne fragmenty rogowców i wapieni o typie margli dynowskich, często w różnym stopniu zsylikowanych. W trakcie wspólnych obserwacji w terenie mgr L. Koszarski stwierdził, że są to te same wapień, które opisał w cytowanej wyżej pracy. Pomimo położenia laminowanego wapienia z Janowic nad piaskowcami kliwskimi, autor uznaje go za odpowiadający poziomowi wapieni tylawskich, ze względu na cechy laminacji, brak otwornic, obecność sylikacji, bliskość wapieni typu margli dynowskich.

Sośnice k. Wielopola Skrzyńskiego. Kotlarczyk i Jucha (1961) oraz Jucha (1969) notują stąd „łupki jasielskie” przechodzące obocznie w rogowce. Mają one występować w głównym potoku, w warstwach menilitowych, ok. 5 m poniżej warstw przejściowych. W obu pracach brak dokładniejszych danych lokalizacyjnych. Autor znalazł w Sośnicach, w głównym potoku (Fig. 22), rogowce i częściowo zsylikowane wapień o typie margli dynowskich, z warstwami laminowanymi, które też bywają zsylikowane. Wśród zebranych tam prób są okazy analogiczne do ilustrowanego przez Juchę (1969, pl. X: 3) jako przykład laminowanego „łupku jasielskiego” z Sośnic. Laminacja w zebranych przez autora okazach różni się zdecydowanie od laminacji typowej dla wapienia jasielskiego i ma cechy laminacji prądowej, nie znaleziono natomiast drobno laminowanych wapieni typu wapieni tylawskich lub jasielskich. Wydaje się, że wapień z Sośnic należy raczej uznać za margle dynowskie towarzyszące rogowcom.

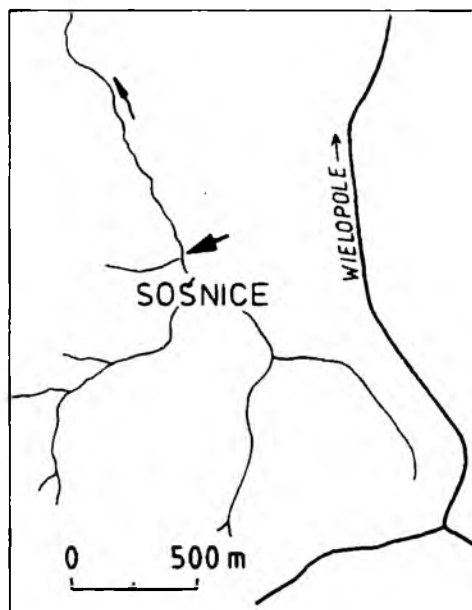


Fig. 22. Lokalizacja stanowiska wapieni (gruba strzałka) w Sośnicach

Fig. 22. Location of limestone outcrop (solid arrow) in Sośnice

Okolice Dynowa. Dr J. Rajchel (informacja ustna, 1986) znalazł w kilku punktach w okolicach Dynowa laminowane skały węglanowe poziomu wapienia jasielskiego zawierające znaczną ilość dolomitu, a nawet całkowicie dolomitowe.

Kniażyce. Dr S. Gucik (informacja ustna, 1984) znalazł w warstwach menilitowych w potoku na zachód od Kniażyc warstwę wapienia laminowanego o miąższości około 15 cm. W płycie cienkiej, wykonanej z okazji przekazanego uprzejmie przez dr. Gucika, stwierdzono typ laminacji charakterystyczny dla wapienia jasielskiego, z licznymi sparytowymi pseudomorfozami po skorupkach globigeryn, z których większość miała zachowanych kilka komór.

Mrzygłód. W znanym stanowisku „łupków jasielskich” w Mrzygłodzi pobrano próby do korelacji lamin z całej miąższości 85-centymetrowej ławicy wapienia, opisaną przez Koszarskiego i Żytkę (1961, p. 108). W obrębie ławicy występuje powtórzenie sekwencji lamin w odwróconym położeniu, co wskazuje na obecność leżącego fałdu w obrębie ławicy. Sekwencji lamin z tej ławicy nie udało się skorelować z innymi stanowiskami wapienia jasielskiego.

Jednostka śląska

Gwoździec k. Zakliczyna. Szajnocha (1903, p. 81) wspomina o znalezieniu nad Olszynami, w drodze do Zawady Lanckorońskiej „łupków wapiennych podobnych do łupków menilitowych z Łapiguza pod Jasłem”. Próbując znaleźć to stanowisko autor stwierdził jedynie, że w korycie potoku w Gwoźdźcu ponad parometrowej miąższości poziomem ciemnych rogowców występują cienkie warstwy wapieni białych i szarych, laminowanych i nielaminowanych, bez przejawów sylikfikacji. Wapienie te z uwagi na typ laminacji i inne cechy (Pl. XI: 3) są analogiczne do laminowanych odmian margli rogowcowych, np. z odsłonięcia warstw menilitowych w skarpie Wisłoki w Kołaczycach (por. Świdziński, 1971, fig. 4, pp. 269–270).

Sękowa k. Gorlic (Fig. 23). W stanowisku opisanym przez Świdzińskiego (1973, p. 67) występuje poziom laminowanych wapieni, zaczynający się w spągu kilkunastoma centymetrami wapieni nielaminowanych. Wapień jest lekki, porowaty, miękki, słabo zlityfikowany, w mikroskopie skaningowym widoczna jest słaba rekrytalizacja kokkolitów, częste są całe kokkosfery. Pozycja w profilu, typ laminacji, obecność licznych dobrze zachowanych otwornic i charakterystyczne następstwo typów wapieni wskazują na poziom wapienia jasielskiego. Wapień ten jednak zawiera znaczną domieszkę drobnego materiału detrytycznego, która powoduje, że laminy nie dają się korelować z innymi stanowiskami. W wapieniu i w łupkach z tego stanowiska liczne są redeponowane ze starszego paleogenu i z kredy otwornice (Olszewska, 1984) i nannoplankton (E. Gaździcka, inf. pisemna, 1984).

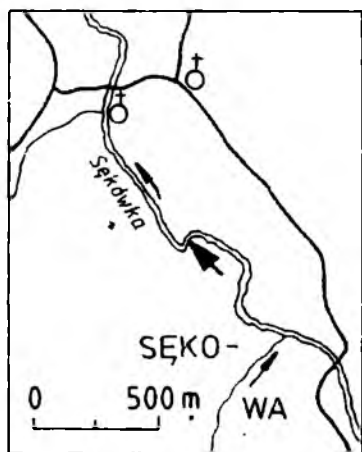


Fig. 23. Lokalizacja odsłonięcia wapienia jasielskiego (gruba strzałka) w Sękowej

Fig. 23. Location of Jasło limestone outcrop (solid arrow) in Sękowa

Tokik. Żmigrodu (Fig. 24). Poziom wapienia jasielskiego jest tu rozdzielony na kilkadziesiąt bardzo cienkich warstewek wapienia przedzielonych równie cienkimi łupkami i mułowcami. Materiał detrytyczny stanowi też domieszkę w samym wapieniu, tak że korelacja lamin, podobnie jak w Sękowej, nie jest możliwa. Wapień jest słabo zlityfikowany, podobnie jak w Sękowej.

Sienia wa k. Rymanowa. Wapienie, opisane stąd po raz pierwszy przez Świdzińskiego (1929, pp. 346 i 354), występują w zarastającej skarpie drogi schodzącej od zapory na dno doliny prawym jej zboczem. Tworzą one kilkanaście nielaminowanych warstewek o grubości do 15 mm wśród falistych, przekątnie warstwowanych cienkoławicowych piaskowców krośnieńskich. Przynależność tych warstewek do poziomu wapienia z Zagórza wynika z lateralnego śledzenia wychodni wapieni (por. Jucha, 1969, p. 32).

Wysoczany. W skarpie szosy nad cmentarzem obserwował autor sekwencję analogiczną, jak w Sieniawie. Na drugim brzegu Oslawy, około kilometra w górę rzeki, w stromej ścianie skalnej odsłania się dwumilimetrowa warstewka wapienia pokrywająca falistą powierzchnię riplemarkowego piaskowca. W obu stanowiskach wapień są zbyt cienkie, by dokonać pewnej identyfikacji.

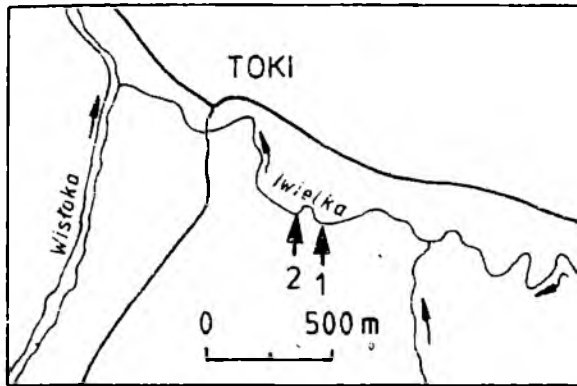


Fig. 24. Lokalizacja odsłonień wapienia jasielskiego (grube strzałki) w Tokach

Fig. 24. Location of Jasło limestone outcrops (solid arrows) in Toki

cji, ale przez analogię z sytuacją w Sieniawie można przypuszczać, że należą do poziomu wapienia z Zagórza.

Okolice Stuposian. Przebieg wychodni poziomów wapieni w rejonie Stuposian różni się od pokazanego na mapie Juchy (1969, fig. 2). Na Fig. 6 jest on poprawiony na podstawie niepublikowanych materiałów autora (Haczewski, 1971), a dokładne rozmieszczenie stanowisk pokazane jest na Fig. 25 (por. Haczewski, 1986).

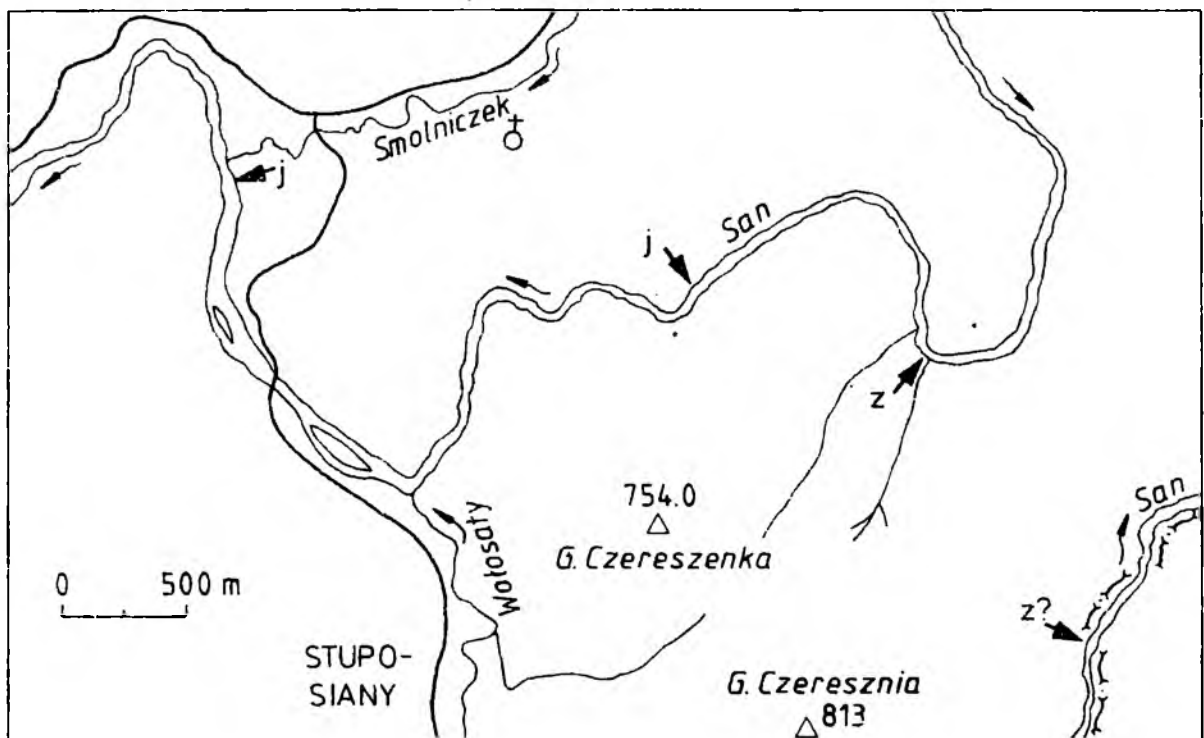


Fig. 25. Lokalizacja stanowisk (grube strzałki) wapienia jasielskiego (j) i wapienia z Zagórza (z) w okolicy Stuposian

Fig. 25. Localities (solid arrows) with Jasło limestone (j) and Zagorz limestone (z) near Stuposiany

Bereżki k. Ustrzyk Górnych (Fig. 26). W potoku spływającym do Bereżek spod Widełek, koło zagrody dla żubrów, Z. Święch (informacja ustna, 1968) znalazł w łupkowej sekwencji nadotryckiego oddziału warstw krośnięskich, w pobliżu przegubu synkliny, kilka warstewek nielaminowanego wapienia, o miąższości nie przekraczającej 1,5 cm. Ich litologia i sposób występowania w profilu przypominają sytuację w Sieniawie i Wysoczanach.

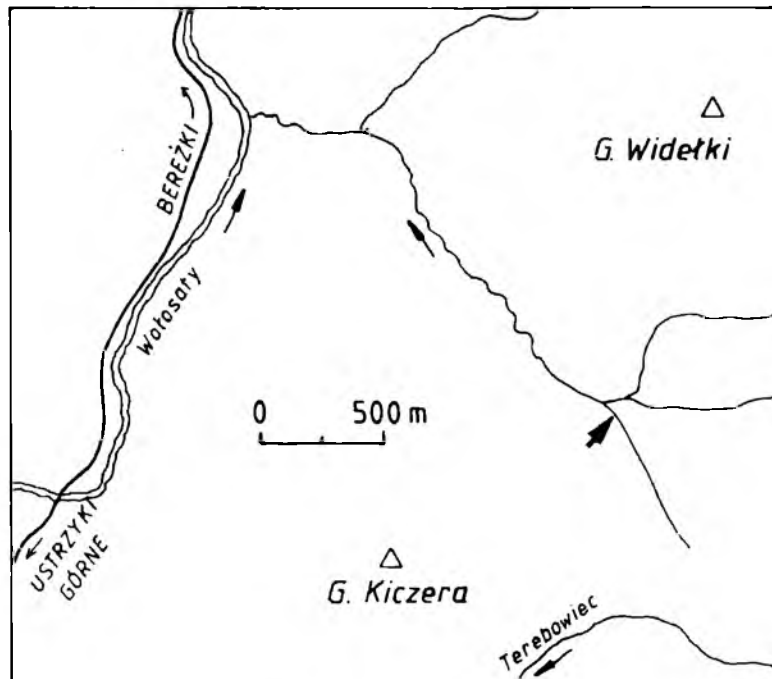


Fig. 26. Lokalizacja odsłonięcia wapienia z Zagórz (?) (gruba strzałka) koło Bereżek

Fig. 26. Location of Zagórz limestone outcrop (solid arrow) near Bereżki

Jednostka dukielska

Wisłok Wielki (Ślązka, 1959a; p. 596; Jucha, 1969, p. 27). W potoku Cyłowa, około 600 m powyżej ujścia prawego dopływu, który wpada do Cyłowej pod Górą Hawajską, kilkadziesiąt metrów przed czołem nasunięcia fałdu Pasieki, w serii łupkowej górnych warstw krośnieńskich, autor obserwował kilka warstw laminowanych wapieni o miąższości 1–2 cm, przedzielonych nieco grubszymi warstwami wapnistych mułowców. Około pięciu metrów wyżej w profilu obserwowano ławicę bezstrukturalnego lekkiego wapienia, podobnego do kredy piszącej, grubości około 50 cm. Wapień laminowany zawiera bardzo liczne i dobrze zachowane otwornice oraz znaczną domieszkę rozproszonego drobnego materiału silicyklastycznego, podobnie jak wapień laminowany z Sękowej. Laminacji w wapieniu nie udało się skorelować z innymi stanowiskami. Stopień lityfikacji i typ laminacji są podobne, jak w wapieniu z Folsza.

KARPATY UKRAIŃSKIE

Autor obserwował wapień laminowany w dwu punktach w jednostce skolskiej, w okolicach Skolego.

Synewódzko Wyżnie, 8 km na północ od Skolego, powyżej ujścia Oporu do Dniestru (por. Wiałow, 1961, pp. 97–100). Poziom rogowców tworzy wybiegającą w koryto rzeki ostrogę w lewym brzegu, ok. 2 km powyżej ujścia. Nad ciemnymi rogowcami występuje tu kilkumetrowy pakiet biało wietrzejących twardych, częściowo zsylikowanych wapieni (margle dynowskie). Kilkadziesiąt centymetrów nad ich stropem wśród ciemnych łupków i mułowców występuje dwucentymetrowa warstwa wapienia laminowanego z licznymi rybami. Jego struktura jest typowa dla wapieni tyławskich (Pl. II: 2).

Koziowa, ok. 20 km na SSW od Skolego, przy drodze do Swalawy przez przełęcz Werecką, piaskowców gruboławicowych dolnych warstw krośnieńskich, występuje sześciocentymetrowa warstwa piaskowców gruboławicowych dolnych warstw krośnieńskich, występuje sześciocentymetrowa warst-

wa wapienia laminowanego. Warstwa ta kilkakrotnie powtarza się w odsłonięciu poprzesuwna wzdłuż ukośnych do uławicenia powierzchni poślizgu. Laminacja w tej warstwie koreluje się z laminacją w górnej części wapienia jasielskiego w polskich Karpatach (pot. Haczewski, 1984, fig. 6.).

KARPATY RUMUŃSKIE

Autor obserwował poziomy wapieni w płaszczynie Tarcău w Karpatach Wschodnich (przedłużenie jednostki skolskiej) i w potektonicznych pokrywach jednostek wewnętrznych (dacydów). Poziomy wapieni w jednostce Tarcău i w jednostce fałdów brzeźnych (przedłużenie jednostki borysławsko-pokuckiej) znaczone są na szczegółowych mapach geologicznych i określane albo jako wapienie (łupki) tylawskie (niższy poziom) i jasielskie (wyższy), albo wszystkie są nazywane jasielskimi (por. też Grasu *et al.*, 1982). Poniżej omówione są w kolejności od południa ku północy badane stanowiska w płaszczynie Tarcău, a następnie w pokrywach potektonicznych.

Vinețișu (2 na Fig. 27; lokalizacja i opis profilu patrz Wdowiarz, 1959). Stanowisko to położone jest w środkowej części płaszczyny Tarcău. Wapienie z tego profilu były już opisywane przez Wdowiarza (1959) i Kotlarczyka (1961). Wapienie laminowane występują w tym profilu w dwu różnych pozycjach. Najniższa warstwa wapienia laminowanego występuje 10 m nad stropem rogowców. Ma ona około 12 cm miąższości i w dole jest częściowo zsylikowana (Pl. III: 2). Ponad tą warstwą, na kilku metrach obserwowano jeszcze kilka cieńszych warstw wapieni laminowanych. Wapienie tego poziomu mają typowe cechy wapieni tylawskich. Poziom margli dynowskich nie zaznacza się w tym profilu.

W wyższej części profilu, w warstwach Pucioasa z piaskowcem Fusaru, około 50 m nad stropem piaskowców kliwskich, występuje 40-centymetrowa ławica wapienia dolomitycznego. W jej obrębie występuje kilka interwałów laminowanych i nielaminowanych. Struktura wapienia jest silnie zatarta przez dolomityzację (Pl. X: 2), ale występują w nim reliktywne skupienia mikrytu kalcytowego ze źle zachowanymi kokkolitami (Pl. X: 1). Nie stwierdzono w tym wapieniu otwornic. W najwyższej części ławicy, oddzielona kilkumilimetrową warstwą ilastą, występuje sześciocentymetrowa warstwa laminowana, która przechodzi stopniowo w ciemny mułowiec z licznymi białymi laminami węglanowymi. W leżących nad tą ławicą cienkoławicowych mułowcach, piaskowcach i łupkach na odcinku ok. 80 cm występują cztery warstwy wapienia laminowanego o miąższościach 1–1,5 cm. Dziesięć metrów wyżej leżą trzy warstwy wapienia podobnego do wapienia z Zagórza. Najwyższa i najgrubsza z tych warstw ma ok. 3,5 cm miąższości, jest nieco cieńsza od najgrubszej warstwy wapienia z Zagórza w polskich Karpatach. W jej przekroju występują takie same elementy laminacji, jakie okazały się stałe w wapieniu z Zagórza w polskich Karpatach. Ich następstwo pionowe jest takie same, a wzajemne odległości nieco mniejsze (Pl. VIII: 1). W odległości 40 m nad tymi warstwami znaleziono jeszcze dwie warstewki wapienia laminowanego, o miąższościach około centymetra.

Korelacja lamin wskazuje, że trzy warstewki niewyraźnie laminowane odpowiadają poziomowi wapienia z Zagórza, niższe warstwy wapienia zdolomityzowanego powinny zatem odpowiadać wapieniowi jasielskiemu. Przemawiają za tym: pozycja w profilu pod wapieniem z Zagórza, laminacja, sumaryczna miąższość laminowanego wapienia, stopniowe przejście w stropie w osad z laminami wapiennymi. Brak otwornic może być związany z warunkami sedymentacji odmiennymi od tych, które panowały w tej części basenu, gdzie osadzał się wapień jasielski obserwowany w polskich Karpatach (np. zmniejszone zasolenie wód powierzchniowych, por. niżej dyskusja genezy poziomów wapieni).

Według Ștefanescu *et al.* (1969) piaskowce kliwskie pod warstwami Pucioasa z piaskowcem

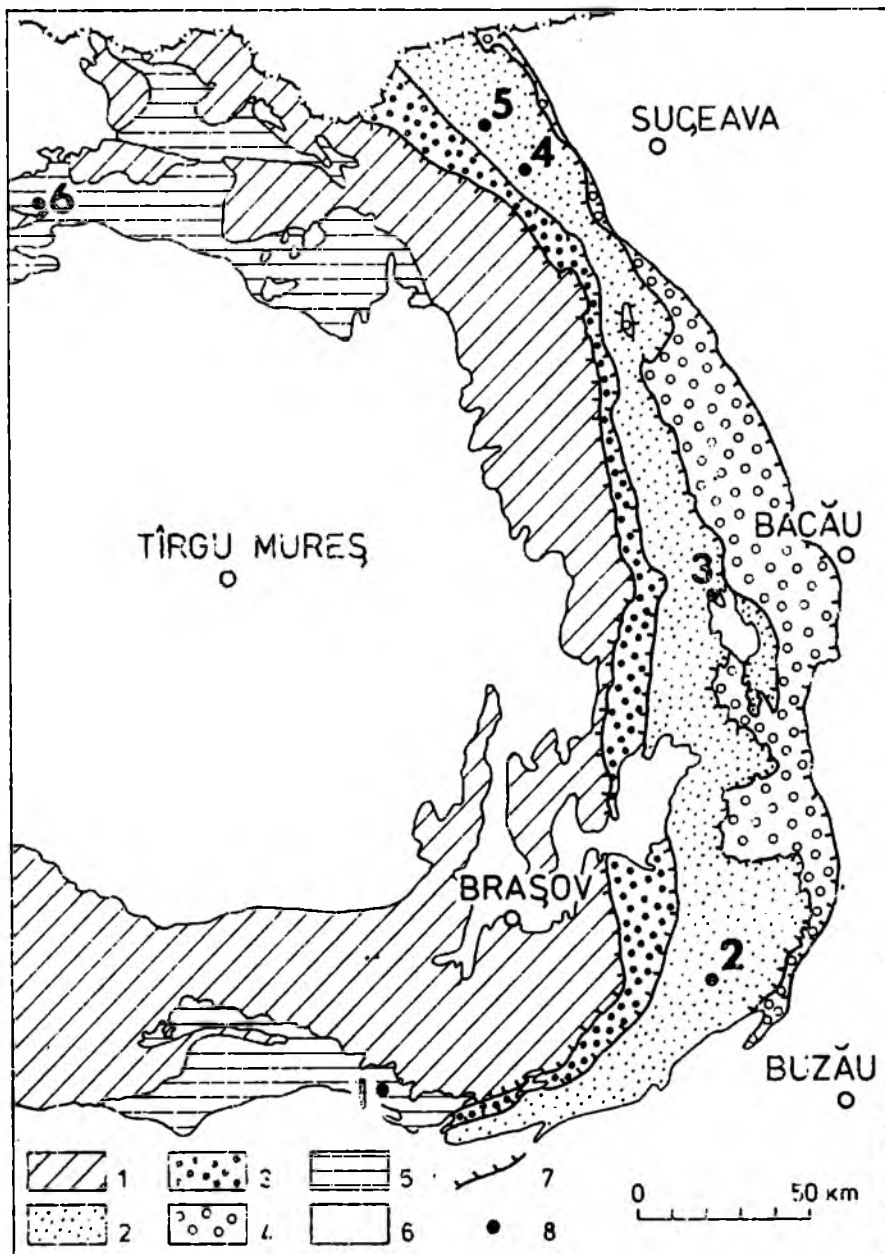


Fig. 27. Mapa rozmieszczenia badanych stanowisk wapieni w Karpatach rumuńskich. 1 – Dacydy (jednostki tektoniczne utworzone w fałdowaniach przedpaleogeńskich); 2–4 – Mołdawidy (jednostki tektoniczne utworzone w fałdowaniach pokredowych): 2 – płaszczowina Tarcău, 3 – jednostki bardziej wewnętrzne od płaszczowiny Tarcău, 4 – jednostki bardziej zewnętrzne od płaszczowiny Tarcău; 5 – pokrywy potektoniczne Dacydów; 6 – pokrywy potektoniczne młodsze od paleogenu, wypełnienia młodych basenów przedgórskich i śródgórskich, wulkanyty neogeńskie i czwartorzędowe; 7 – główne nasunięcia; 8 – badane stanowiska wapieni

Fig. 27. Map showing distribution of studied localities with limestones in Roumanian Carpathians. 1 – Dacides (tectonic units formed in pre-Palaeogene foldings); 2–4 – Moldavides (tectonic units formed in post-Palaeogene foldings): 2 – Tarcău nappe, 3 – tectonic units more internal to Tarcău nappe, 4 – tectonic units more external to Tarcău nappe; 5 – post-tectonic covers of Dacides; 6 – post-tectonic covers younger than Palaeogene, fills of young intramontane basins and foredeeps, Neogene and Quaternary volcanites; 7 – main overthrusts; 8 – studied localities with limestones

Fusaru należą w profilu Vinețișu do zony NP 25, a nadległe nad warstwami Pucioasa warstwy z Vinețișu mają nannoplankton zony NN 2. Dane te nie są zgodne ze wstępnymi datowaniami w Karpatach polskich, przy równoczesnym zaakceptowaniu korelacji wapieni przyjmowanej przez autora (por. też Wdowiarz, 1959; Kotlarczyk, 1961, 1977).

Rozbieżności w wynikach badań nannoplanktonu dotyczą również niższych części profilu oligocenu w Karpatach. Wymagają one rozwiązania przez współpracę badaczy pracujących w różnych częściach obszaru karpackiego.

Potoki Głodu i Chicera (3 na Fig. 27). W pobliżu ujścia rzeki Asău do Trotuș obserwowano dwa stanowiska wapieni laminowanych w warstwach menilitowych (w Rumunii nazywanych dysodylowymi). Odstłania się tu sekwencja osadów oligocenu należąca do facji Fusaru (krośnieńskiej), bez kompleksu piaskowców kliwskich. Według dr. Micu występują tu dwa poziomy wapieni w odległościach ok. 40 i 90 m poniżej piaskowca Fusaru. Poziom niższy obserwowano w dolinie potoku Chicera w pobliżu wsi Apa Asău, wyższy około 2,5 km ku SES, w małym parowie na lewym zboczu doliny potoku Głodu. W obu poziomach występują kilkucentymetrowe warstwy wapieni laminowanych o cechach wapieni tyławskich, w Głodu z sylikacją w formie gniazd w warstwach wapieni.

Dolina potoku Dobra (4 na Fig. 27). Stanowisko to położone jest w wewnętrznej części płaszczowiny Tarcău, w zachodnim skrzydle synkliny Molid. Wapienie obserwowano w wąwozie prawego dopływu strumienia Dobrița, prawego dopływu potoku Dobra. Wapienie tyławskie występują tu kilkadziesiąt metrów nad stropem kompleksu „margli bitumicznych”, wśród łupków menilitowych. Zebrane w tym stanowisku okazy mają cechy typowych wapieni tyławskich.

Potok Askuns k. miasteczka Moldovita (5 na Fig. 27). Stanowisko to położone jest w wewnętrznej części płaszczowiny Tarcău, około 15 km ku NW od poprzedniego, w południowo-zachodnim skrzydle następnej, bardziej wewnętrznej synkliny. Na mapie (arkusz Sucevița 1:50 000) zaznaczone tu są dwa poziomy wapieni. Poziomu wyższego, znaczonego około 300 m wyżej w profilu, nieco ponad połowę miąższości piaskowców kliwskich, nie udało się odnaleźć. Poziom niższy występuje niemal bezpośrednio nad stropem „margli bitumicznych”, wśród łupków menilitowych z cienkimi ławicami piaskowców. Obserwowano tu dwie kilkucentymetrowe warstewki wapienia laminowanego, częściowo zsylikowanego, o cechach typowych wapieni tyławskich.

Suslanești (1 na Fig. 27). Wapienie występują tu w sekwencji utworów oligocenu leżących transgresywnie na krystalniku płaszczowiny getyckiej. Sekwencja oligocenu reprezentuje fację Valea Caselor, podobną do oligocenu jednostki Tarcău dzięki obecności łupków menilitowych (w Rumunii zwanych dysodylowymi) z rogowcami w dolnej części i przedzielonych kompleksem z przewagą szarych łupków (o typie krośnieńskim). Występują tu dwa poziomy wapieni: w górnej części dolnych łupków menilitowych i w ogniwie łupków szarych. Autor obserwował niższy poziom wapieni w parometrowej ścianie skalnej w zakolu potoku w centrum wsi. Występują tu dwie warstwy wapienia laminowanego, o łącznej miąższości około 25 cm, przedzielone centymetrową warstwą mułowca. Ponad warstwami wapieni, w ciemnych łupkach występują liczne białe laminy wapienne. Wapienie z Suslanești są znacznie słabiej zsylikowane od wapieni z płaszczowiny Tarcău. Są lekkie, porowate i dość miękkie. Widać w nich liczne przekroje ryb na powierzchniach laminacji. Struktura wapienia widziana w szlifach jest podobna jak wapieni tyławskich. Otwornice, razem z fragmentami innych skorup wapiennych występują tylko w dość licznych laminach złożonych z mieszanego, węglanowo-silicyklastycznego, materiału detrytycznego.

Okaz podobnego wapienia z bardzo licznymi rybami, pochodzący z warstwy co najmniej 15-centymetrowej miąższości, znalazł autor w miejscowości Feni, około 25 km ku południowemu wschodowi. Okruchy takich wapieni występują tam w żwirowisku rzeki Ialomița, która ku górze od tego miejsca przecina synklinę w pokrywie płaszczowin fliszowych, wypełnioną utworami oligocenu w facji Valea Caselor.

Stanowiska wapieni w facji Valea Caselor wydają się dość liczne (M. Ștefanescu, informacja ustna, 1988; Wdowiarz, 1959; Kotlarczyk, 1961).

Cernești (6 na Fig. 27). Wapienie laminowane występują tu w osadach oligocenu pokrywają posttektonicznej jednostek strefy krystaliczno-mezozoicznej, w formacji Vima. Odślonięcie wapieni, obecnie zarastające, znajdowało się w skarpię szosy z Cernești do Țirgu Lapuș, na serpentynach na północ od przełęczy. Autor obserwował w terenie jedynie kilkunastumilimetrowe warstewki silnie zwięzłych wapieni laminowanych. Szlify wykonano z próby wapienia z tego stanowiska udostępnionej uprzejmie przez dr. M. Micu. Wapień ma laminację typową dla wapienia tyławskiego. W laminacji występują zaburzenia o typie przedlityfikacyjnych fleksur, którym towarzyszy sylikacja. Według dr. M. Sandulescu (informacja ustna, 1988) w łupkach marglistych pod i nad warstwami wapieni laminowanych stwierdzono zespół otwornic planktonicznych szatu.

Na podstawie swych obserwacji z Karpat rumuńskich i informacji publikowanych autor uważa (podobnie jak Kotlarczyk, 1961), że stanowiska wapieni laminowanych w profilach oligocenu płaszczowiny Tarcău należą do poziomy wapieni tyławskich, z wyjątkiem młodszych wapieni w profilu Vinețișu, należących do poziomów wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza.

Wapienie w facji Valea Caselor mogą również odpowiadać wapieniom tyławskim, ale wymaga to potwierdzenia badaniami zespołów nannoplanktonu wapiennego.

Korelacja wapieni z Cernești jest niejasna i jej rozwiązanie również wymaga przeprowadzenia badań nannoplanktonu.

POWSTANIE WAPIENI KOKKOLITOWYCH

Omawiane w tej pracy poziomy wapieni kokkolitowych reprezentują typ osadu rzadko obserwowany w zapisie kopalnym. Cienkie wkładki czystych kokkolitowych wapieni pelagicznych wśród odmiennych osadów (przeważnie wśród ciemnych łupków bogatych w materię organiczną) wyróżnione zostały w dolnojurajskich warstwach posidoniowych Niemiec (Müller & Blaschke, 1971), w ile kimerydzkim w Anglii (Gallois & Medd, 1979; Tyson *et al.*, 1979), w albie basenu wokonckiego (Bréherét, 1983, 1985), w oligocenie Paratetydy (Nagymarosy, 1983; Voronina & Popov, 1984b; obecna praca) i w miocenie basenu mogunckiego (Best & Müller, 1972).

Noel *et al.* (1988) na podstawie wielu zbadanych przykładów kopalnych (por. Busson & Noel, 1972) uznali wkładki wapieni kokkolitowych za fację charakterystyczną dla basenów o ograniczonym połączeniu z wodami oceanicznymi.

Autor niniejszej pracy porównując wyniki własnych badań z danymi zawartymi w literaturze doszedł niezależnie do przekonania o potrzebie odróżnienia wkładek kokkolitowych jako charakterystycznej facji, powtarzającej się w osadach różnego wieku i różnych obszarów (Haczeński, 1987). Zdaniem autora proponowane przez Noel *et al.* (1987) wyjaśnienie genezy wkładek kokkolitowych nie jest wystarczające, gdyż w warunkach trwałego rozwarstwienia wód powstawać mogą różne typy osadów, na przykład łupki bitumiczne czy diatomity (por. Tyson *et al.*, 1979). Różne przesłanki wskazują, że w warunkach trwałego rozwarstwienia wód powstały niejednokrotnie całe sekwencje zawierające w sobie wkładki kokkolitowe jako podrzędny składnik, a same wkładki kokkolitowe są wynikiem zaistnienia bardziej specyficznych warunków. W niniejszej pracy przedstawiona jest próba określenia tych

warunków, głównie na podstawie przykładów poziomów wapieni kokkolitowych w oligocenie Karpat.

Współczesnym osadem omawianego tu typu jest laminowany muł kokkolitowy gromadzący się obecnie w głębokiej części Morza Czarnego (por. Ross & Degens, 1974). Przykład Morza Czarnego jest wykorzystany w niniejszej pracy, ale niektóre okoliczności, istotne dla pełnego zrozumienia zachodzących tam procesów, są zbyt słabo poznane, by przykład ten wystarczył dla pełnej interpretacji genezy opisanych w tej pracy osadów.

Przedstawione niżej omówienie genezy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnięskiej zaczyna się od wapienia jasielskiego jako najlepiej poznanego. Geneza pozostałych wapieni jest omówiona głównie w aspekcie różnic, jakie zachodzą przy ich porównaniu z wapieniem jasielskim.

POWSTANIE POZIOMU WAPIENIA JASIELSKIEGO

Procesy sedymentacji i wczesnej diagenety

Wapień jasielski jest osadem pelagicznym, o czym świadczy przede wszystkim jego skład (szkielety nannoplanktonu wapiennego) w połączeniu z lateralną ciągłością lamin.

Tempo sedymentacji wapienia jasielskiego było bardzo duże jak na osad pelagiczny. Wskazuje na to znikoma ilość domieszek klastycznych w mikrycie kokkolitowym. Nawet w południowej części jednostki śląskiej, gdzie obecność kilkudziesięciu warstw silicyklastycznych w poziomie wapienia jasielskiego i domieszka pelitu w laminach wapiennych wskazują na intensywną dostawę materiału klastycznego do tej części basenu, poziom wapienia wyraźnie zaznacza się w profilu osadów (por. Fig. 3). W pozostałych profilach wapień pozostaje jednakowo czystym mikrytem w obszarach powstawania różnych facji, zarówno tam, gdzie w czasie powstawania poziomu wapienia jasielskiego osadziło się 5 m osadów, jak i tam, gdzie osadziło się tylko 26 cm wapienia.

Za produkt szybkiej sedymentacji należy uważać zwłaszcza jasne laminy, które zbudowane są z czystego mikrytu kokkolitowego. Laminy te autor interpretuje jako rezultat sezonowych zakwitów nannoplanktonu wapiennego. Zagadnienie to będzie omówione bardziej szczegółowo po rozważeniu problemu tempa sedymentacji.

Cienka laminacja w osadach pelagicznych uznawana jest ogólnie za zapis zmian sezonowych i laminy takie traktowane są jak roczne warwy (por. Anderson & Kirkland, 1966; Anderson *et al.*, 1985; Degens *et al.*, 1978, 1980). Autor wprawdzie przyjmuje laminację w wapieniu jasielskim za zapis zmian sezonowych, ale nie uważa, by liczba zachowanych w osadzie lamin musiała ściśle odpowiadać liczbie lat; ponadto liczenie zlewających się ze sobą mikrogruźlowych lamin w wapieniu jasielskim wymagałoby w wielu wypadkach arbitralnego ich rozgraniczania.

Czas trwania sedymentacji laminowanego mułu kokkolitowego w Morzu Czarnym został określony na 1000 lat metodą liczenia warw, a na 3000 lat metodą radiowęglową (Degens *et al.*, 1978, 1980). Degens *et al.* (1980) wyjaśniają tę rozbieżność obecnością starszej, detrytycznej materii organicznej w osadach. Wymagałoby to znacznego udziału w osadzie detrytu organicznego o wieku liczonym w tysiącach lat, na przykład materiału pochodzącego z czwartorzędowych torfów erodowanych przez rzeki wpadające do Morza Czarnego. Proces taki nie został jednak udokumentowany w znanej autorowi literaturze.

Zdaniem autora ta rozbieżność może być w bardziej przekonujący sposób wytłumaczona przez przyjęcie, że w dłuższych odcinkach czasu liczba zakwitów utrwalonych w osadzie odbiega od liczby lat trwania depozycji.

Utrwalenie zakwitu planktonu w zapisie kopalnym zależy od czasu trwania zakwitu, jego intensywności i względnej roli różnych taksonów biorących w nim udział. Te własności zakwitu zależą z kolei od złożonego wzajemnego oddziaływania czynników klimatycznych, biologicznych i oceanograficznych, takich jak: sezonowy przebieg temperatury, moment wystąpienia zakwitu, liczebność zooplanktonu, który przetrwał zimę, system cyrkulacji i rozmieszczenie soli pokarmowych (Colebrook, 1979, 1984, 1985). W wyniku różnych układów tych czynników może wystąpić w ciągu roku więcej niż jeden zakwit lub zakwit może nie wystąpić w ogóle; także zakwit, który nastąpił, może pozostać nie zapisany w osadzie.

Podkreślić trzeba, że powyższe zastrzeżenia nie podważają sezonowego charakteru laminacji w osadach pelagicznych, zbudowanych ze szkieletów planktonu, a mają jedynie uzasadnić potrzebę ostrożności w utożsamianiu tych lamin ze ściśle rocznymi warwami.

Stopa sedymentacji wapienia jasielskiego, określona przy założeniu, że laminy są roczne, wynosi około 40 cm/1000 lat, co jest wartością bardzo wysoką jak na osad pelagiczny, a zarazem zbliżoną do stopy sedymentacji laminowanego mułu kokkolitowego w Morzu Czarnym (por. Ross & Degens, 1974; Degens *et al.*, 1978, 1980).

Przeciętna biała lamina w wapieniu jasielskim odpowiada w przybliżeniu warstwie czystego kalcytu o grubości 0,25 mm. Przyjmując, że cały kalcyt pochodzi z kokkolitów i że cała lamina powstała w wyniku jednego zakwitu, uzyskujemy 675 g/m² jako wielkość produkcji węglanu wapnia w postaci kokkolitów w czasie jednego zakwitu. Największa koncentracja nannoplanktonu wapiennego obserwowana w wodach otwartego morza w czasie zakwitu (Holligan *et al.*, 1983) odpowiadała 40 g/m² węglanu wapnia w postaci kokkolitów w górnej (60 m) warstwie wody. Średnią koncentrację na całym obszarze objętym tym zakwitem oceniono na 10 g/m². Przyjmując czas wymiany pokoleń kokkolitofor równy dwu dobom (por. Eppley *et al.*, 1969, *fide* Parsons & Takahashi, 1973) i podaną wyżej koncentrację średnią dla dużego, wyjątkowo intensywnego zakwitu – 10 g/m² – otrzymamy czas

trwania zakwitu potrzebnego do osadzenia typowej laminy wapienia jasielskiego: 135 dni.

Podane tu maksymalne koncentracje kokkolitofor dalekie są od granicy możliwości produkcji nannoplanktonu wapiennego w wodzie morskiej. Przy szczególnych warunkach wiatru i krążenia wód obserwowano we fiordach norweskich koncentrację kokkolitofor wynoszącą 115 milionów żywych komórek w 1 litrze (Berge, 1962), co odpowiada 540 g/m² węglanu wapnia w postaci kokkolitów w górnych 60 m wody.

Tempo przemiany pokoleń również może być wyższe od podanych tu wartości typowych. Według Lanskaja (1965, *fide* Burky *et al.*, 1970) te same gatunki kokkolitofor, które w Atlantyku rozmnażają się w tempie 1,2 podziału na dobę, w Morzu Czarnym mogą osiągać tempo 4,8 podziału na dobę.

Te ekstremalne wartości podano tu jedynie dla zilustrowania, jak wielkie są możliwości wahań parametrów biologicznych występujących w niniejszych rozważaniach. Do obliczeń przyjęto wartości typowe, bardziej realistyczne przy rozpatrywaniu zjawisk powtarzających się regularnie w długich okresach i na dużym obszarze.

Powyższe obliczenia wskazują, że do osadzenia lamin kokkolitowych obserwowanych w wapieniu jasielskim potrzebne były intensywne i długotrwałe zakwity kokkolitofor. W Morzu Czarnym, w odległości ok. 40 km od wybrzeża tureckiego, w całorocznym eksperymencie z pułapkami zawieszonymi w kolumnie wody i zbierającymi opadający materiał do naczyń zmieniających co 2 tygodnie stwierdzono, że intensywny strumień kokkolitów trwał przez pięć miesięcy, od czerwca do października (Hay *et al.*, 1986), co dobrze odpowiada obliczonym tu wartościom.

Intensywne i długotrwałe zakwity kokkolitofor same w sobie nie są wystarczającym wytłumaczeniem powstania laminowanych osadów kokkolitowych na dnie basenu głębokiego na kilkaset lub więcej metrów, jakim był basen sedymentacyjny serii menilitowo-krośnięskiej Karpat zewnętrznych.

Kokkolity, ze względu na swe małe rozmiary, opadają w wodzie morskiej niezwykle wolno, po kilka centymetrów na dzień, zależnie od kształtu i rozmiarów (por. Honjo, 1976 i literatura tam cytowana). Na dotarcie do dna położonego na głębokości jednego kilometra potrzebują one zatem wielu lat.

Przy tak wolnym opadaniu nie mogłaby powstać sezonowa laminacja, gdyż opadające z różnymi prędkościami cząstki z jednego zakwitu wymieszałyby się w kolumnie wody z innymi. Przez większość czasu opadania przebywałyby w bezpośrednim kontakcie z wodą niedosyconą w węglan wapnia, w której musiałyby się całkowicie rozpuścić nie docierając do dna. Ruchy poziome wody morskiej przeniosłyby je w ciągu roku w części basenu oddalone o setki kilometrów od miejsca, gdzie zaczęły opadać (por. Honjo, 1976).

Współcześnie obserwujemy jednak nierozpuszczone kokkolity w osadach nawet głębokich oceanów, a geograficzne rozmieszczenie poszczególnych taksonów w osadach odpowiada rozmieszczeniu żywych form w strefie eufotycznej. W obszarze środkowego Pacyfiku około 92 procent kokkolitów wyprodukowanych w warstwie eufotycznej dociera do dna oceanu (Honjo, 1976).

Za główny sposób szybkiej depozycji nierozpuszczonych kokkolitów uważa się ich opadanie w grudkach kałowych (typowe rozmiary 50–200 μm) zooplanktonu, głównie widłonogów (Roth *et al.*, 1975; Honjo, 1976). Jednakże w wyniku badań przy użyciu pułapek w głębokim oceanie stwierdzono (Honjo *et al.*, 1982), że tylko 10 do 20 procent kokkolitów opadało w grudkach kałowych. Większość opadała w bezpostaciowych drobnych cząstkach (poniżej 62 μm), które mogły być produktem rozpadu albo większych grudek kałowych, albo innych makroskopowych agregatów, np. tzw. „morskiego śniegu”.

Cząstki „morskiego śniegu” składają się z drobnych cząstek organicznych i nieorganicznych związanych organicznymi włóknami, siatkami lub śluzem. Powstawanie cząstek „śniegu morskiego” tłumaczone jest działalnością bakterii (Biddanda, 1985, 1986). Cząstki te mają mniejszą gęstość, ale zazwyczaj znacznie większe rozmiary (do kilku milimetrów) niż grudki kałowe widłonogów i znacznie wolniej od nich opadają.

Rola grudek kałowych zooplanktonu w sedymentacji wapienia jasielskiego mogła być znacznie większa niż w cytowanym wyżej głębokim stanowisku oceanicznym ze względu na mniejszą od typowej oceanicznej głębokości basenu menilitowo-krośnieńskiego. Chłodne i beztlenowe (por. niżej) wody głębszej części basenu mogły chronić śluzową otoczkę, często spotykaną na grudkach kałowych zooplanktonu, przed bakteryjnym rozkładem (por. Turner, 1979). Kształt i wielkość mikrytowych gruzełków w wapieniu jasielskim sugerują, że mogą one być zachowanymi grudkami kałowymi (por. Hattin, 1975).

Brak zachowanych szczątków zooplanktonu w wapieniu jasielskim nie podważa proponowanej tu zasadniczej roli zooplanktonu w powstaniu tego wapienia. Panczerzyki widłonogów bardzo szybko rozkładają się w czasie opadania w kolumnie wody (Harding, 1973; Nonjo, 1980), toteż nie są, poza jednym stanowiskiem w osadach miocenicznych, znane jako skamieniałości (por. Palmer, 1960). Sam laminowany wapień kokkolitowy, którego powstanie trudno byłoby wytłumaczyć bez udziału masowo występującego zooplanktonu, można natomiast rozpatrywać jak swoistą skamieniałość śladową, produkt działalności życiowej zooplanktonu.

Framboidy pirytowe, występujące głównie w ciemnych laminach, mogą się wiązać z obecnością beztlenowych fotosyntetycznych bakterii siarkowych, żyjących przy górnej granicy wód beztlenowych (Fig. 28). Bakterie te, dzięki szczególnie wydajnej fotosyntezie, mogą się bujnie rozwijać przy ilościach światła, jakie występują na głębokościach do 1000 m (Dickman & Artuz, 1978). Sezonowe dopływy tlenu poprzez termoklinę do głębszej warstwy wód mogą powodować masową śmiertelność tych bakterii i opadanie na dno ich komórek, w których powstają framboidy pirytowe (por. Dickman, 1979). W wapieniu jasielskim obserwowano kilkakrotnie framboidy pirytowe otoczone cienkimi błonami, które mogły być zachowanymi ścianami komórek bakterii.

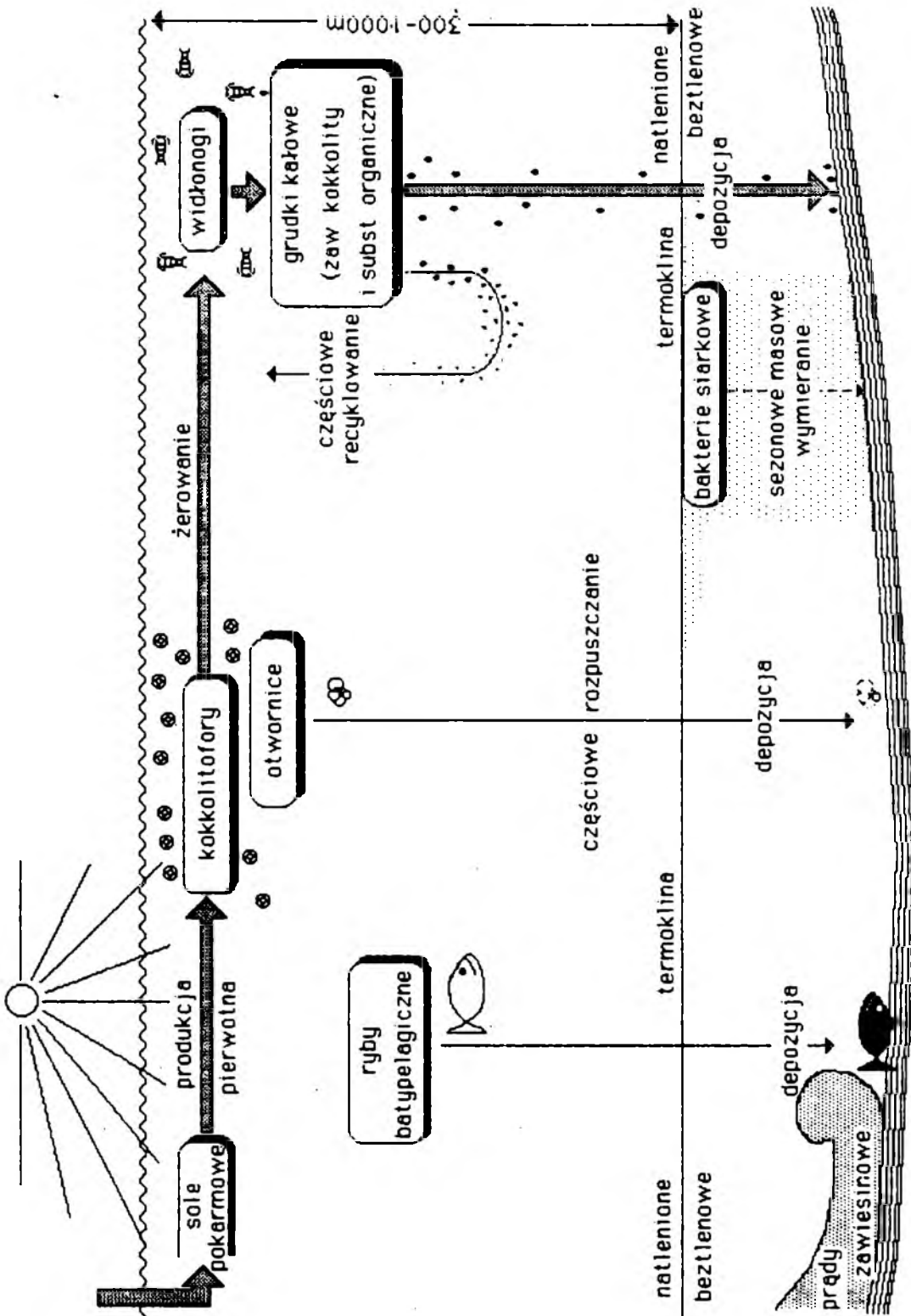


Fig. 28. Model warunków paleoceanograficznych sedymentacji wapienia jasielskiego, z podkreśleniem obiegu soli pokarmowych (cieniowane strzałki)

Opisana struktura wapienia jasielskiego jest, jak się wydaje, w niewielkim tylko stopniu zmieniona w trakcie diagenety. Na niewielką kompaktę wskazuje spłaszczenie szczątków ryb i uginanie się lamin wokół nich. Ciemne błonki rozdzielające gruzelki mikrytowe mają ślady procesów rozpuszczania kalcytu pod ciężarem nadkładu (zaczątkowej stylolityzacji) podobnie do ich makroskopowego odpowiednika – laminowanej kredy gruzłowej (por. Garrison & Kennedy, 1977). Korelacja lamin w okazach, które pochodzą ze stanowisk o bardzo różnej głębokości pogrzebienia, nie wykazuje różnic kompaktacji zależnych od głębokości pogrzebienia. Maksymalna głębokość pogrzebienia, oceniana na podstawie stopnia diagenety kokkolitów (por. Matter, 1974) i zachowanej kolumny osadów, zmienia się od około 500 m w południowej części jednostki śląskiej do ponad 2500 m w niektórych częściach jednostki skolskiej.

Świeżo osadzony muł kokkolitowy miał kohezję znacznie większą od towarzyszących mu w profilu osadów silicyklastycznych. Wskazują na to klasty wapienia w nadległych piaskowcach (Pl. I: 2), plastycznie deformowane i abradowane w czasie transportu, ale zachowujące wewnętrzną strukturę, a także ostre kształty form erozyjnych wycinanych w wapieniu (Pl. I: 2; Pl. VII: 1). Nie obserwowano dajek klastycznych przecinających warstwy wapieni, pomimo że dajki takie są bardzo częste w serii menilitowo-krośnieńskiej, a zwłaszcza w warstwach menilitowych. Wszystkie opisane tu cechy wskazują na znaczną kohezję świeżego mułu kokkolitowego i jego wczesną lityfikację w porównaniu z towarzyszącymi osadami (por. Hallam, 1986).

Znaczna kohezja laminowanych osadów biogenicznych bywa tłumaczona wiążącą rolą mikroorganizmów matotwórczych, np. sinic lub bakterii (por. Williams & Reimers, 1983). Autor znalazł w wapieniu laminowanym z potoku Cyłowa włókniste formy (Pl. XV: 1) podobne do interpretowanych przez Williams (1983, 1984) jako szczątki organizmów matotwórczych. W obu wypadkach włókna rozciągają się w porach skały nie włączając się w strukturę wapienia. Zdaniem autora włókna te należą do współczesnych mikroorganizmów zamieszkujących przestrzenie porowe wilgotnej skały (por. Barthel, 1976; Haczewski, 1986b). Dla porównania autor zbadał ultrastrukturę laminowanych wapieni dolnomiocenijskich z breżnej strefy Karpat rumuńskich z miejscowości Vispești. Sposób występowania tych wapieni i ich struktury sugerowały możliwość ich powstania z mat organicznych. Na mikrografiach skaningowych (Pl. XV: 2) widoczne są liczne włókna przenikające się z mineralną strukturą skały (por. też Barthel, 1976).

Paleoceanograficzne warunki powstania poziomu wapienia jasielskiego

Masowe i długotrwałe zakwity kokkolitofor i obecność licznych otwornic planktonicznych wskazują na normalne zasolenie i niskie stężenia soli pokarmowych (przede wszystkim związków fosforu) w ciepłych wodach, powierzch-

niowych (por. Berger, 1976). Dla utrzymania tych warunków wykorzystanie i recyklowanie soli pokarmowych w strefie eufotycznej musiało być bardzo szybkie, a ich nadwyżki musiały być trwale wysyłane ze strefy eufotycznej do głębszych warstw wody (Fig. 28), gdzie powstawała pułapka na sole pokarmowe, podobna do tej, która obecnie istnieje w Morzu Czarnym.

Na znaczną dostawę substancji organicznej, a co za tym idzie soli pokarmowych do basenu wskazują liczne szczątki roślin lądowych w całej serii menilitowo-krośnieńskiej, z wapieniem jasielskim włącznie. W turbidytach warstw krośnieńskich powszechny jest drobny detryt roślinny, częste są też fragmenty drewna. Liczne są w łupkach menilitowych spory i pyłki roślin lądowych (Van Couvering *et al.*, 1981), znaleziono w nich też dość liczne pnie drzew i mniejsze kawałki drewna.

Krótki czas przebywania soli pokarmowych w strefie eufotycznej można przypisać wysokiej efektywności kokkolitofor w ich pobieraniu z otoczenia, wynikającej z małych rozmiarów i szybkiej reprodukcji. Szybkie spasanie kokkolitofor przez zooplankton i wydalanie resztek ze strefy eufotycznej w grudkach kałowych zapewniało skuteczne usuwanie nadmiaru soli pokarmowych, które gromadziły się w głębokiej warstwie wód (por. Fonselius, 1974). W warunkach obfitości pokarmu, jak to ma miejsce w czasie intensywnego zakwitu, grudki kałowe widłonogów zawierają masowo nieuszkodzone kokkosfery bez śladów rozpuszczania, a nawet żywe komórki (Roth *et al.*, 1976). Grudki kałowe przyczyniają się również do szybkiego usuwania ze strefy eufotycznej innych cząstek. Na wysoką efektywność zooplanktonu Morza Czarnego w szybkim transporcie materiału ze strefy eufotycznej na dno wskazują wyniki obserwacji losu radionuklidów z wybuchu elektrowni jądrowej w Czernobylu, opadłych na powierzchnię Morza Czarnego w czasie zakwitu kokkolitofor (Buessler *et al.*, 1987).

Usuwanie soli pokarmowych ze strefy eufotycznej jest trwałe, jeżeli w kolumnie wody nie zachodzi mieszanie pionowe. Długotrwałe zakwity kokkolitofor wskazują zatem na brak mieszania. Brak bentosu i jego śladów, a także doskonale zachowanie szczątków organicznych, które dopiero w strefie wietrzenia zaczynają podlegać rozkładowi bakteryjnemu (Pl. XIV: 2), świadczą o braku tlenu w wodach przydennych. Zdaniem Jerzmańskiej (1960) sposób zachowania ryb wskazuje na przerwanie procesów rozpadu szybko po deponowaniu oraz na brak prądów dennych.

Masowe występowanie i doskonale zachowanie ryb i innych organizmów w kredowych wapieniach kokkolitowych w Libanie Hemleben (1977) tłumaczy masowymi wymierzeniami spowodowanymi przez zatrucia wód przez zakwit kokkolitofor („czerwone piływy”) i szybkie zużycie tlenu w wodach dennych przez masową dostawę substancji organicznych. Tłumaczenie takie, jak się wydaje, nie ma zastosowania do opisanych w tej pracy wapieni z dwu powodów. Po pierwsze, według A. Jerzmańskiej (inf. ustna, 1988) zespoły ryb w wapieniach tyławskich i wapieniu jasielskim nie mają cech tanatocenozy powstałych w wyniku masowego wymierania. Po drugie toksyczne zakwity związane są z różnymi grupami planktonu, ale autorowi nie jest znane z literatury zjawisko toksycznych zakwitów kokkolitofor.

Wody dobrze przewietrzane musiały sięgać do głębokości co najmniej 200–300 m, na co wskazuje powszechność ryb bytapelagicznych (Jerzmańska & Jucha, 1963). Tylko w jednostce podśląskiej, gdzie wapień jasielski osadzał się na wyniesieniu podmorskim, ślady *Trichichnus* mogą wskazywać na warunki pośrednie między beztlenowymi a ubogimi w teln (por. Savrda *et al.*, 1984).

Ograniczony zasięg lateralny i niecharakterystyczne formy śladów organizmów na spągach piaskowców turbidytowych w poziomie wapienia jasielskiego wskazują, że nie są to ślady stałego zasiedlenia, ale raczej ślady organizmów przyniesionych przez prądy zawiesinowe z płytszych części basenu, gdzie żyły one w napowietrzonych wodach. Organizmy, które przeżyły transport w prądzie zawiesinowym do głębszej części basenu, zostawiły na dnie ślady odmienne od śladów ich normalnej aktywności.

Stagnacja głębokich wód najlepiej tłumaczy się istnieniem progów zapobiegających lateralnej wymianie wód z oceanem. Mieszaniu pionowemu zapobiegało najprawdopodobniej istnienie gradientu gęstościowego wynikającego z różnic temperatury wód. Chłodne wody denne sprzyjałyby zarówno dobremu zachowaniu szczątków organicznych i grudek kałowych, jak i brakowi bentosu. Liczebność i różnorodność zespołu otwornic planktonicznych (por. Olszewska, 1984) wskazuje na ciepłe wody powierzchniowe i wyklucza obniżone zasolenie wód powierzchniowych jako przyczynę gradientu gęstościowego.

Drobnoziarniste domieszki klastyczne w wapieniu jasielskim wzdłuż południowego brzegu jednostki śląskiej odzwierciedlają bliskość źródła drobnej zawiesiny – klastycznego szelfu lub linii brzegowej. Podobne zanieczyszczenie mułu kokkolitowego drobnoziarnistym materiałem klastycznym występuje w osadach Morzy Czarnego, wzdłuż brzegów równi abisalnych (Sarajew *et al.*, 1986).

Przyjmując laminację w wapieniu jasielskim za sezonową, czas jego depozycji można określić na 750 do 1000 lat. Przyczyny powstania krótkotrwałej pułapki na sole pokarmowe nie są jasne.

Seria menilitowo-krośnieńska osadziła się w basenie, którego szerokość nie przekraczała 250 km. Ciągnął on się ku zachodowi przez basen molasy bawarskiej w kierunku Atlantyku (por. Doehl *et al.*, 1976; Ziegler, 1982). Jego odgałęzienie biegło wzdłuż rowu Górnego Renu, do Basenu Mogunckiego i dalej przez Morze Północne do najbardziej północnej części Atlantyku. Ku południowemu wschodowi basen kontynuował się wzdłuż brzegu obecnego przedpola Karpat i sięgał aż po region kaukaski.

Dla oligocenu tego basenu typowe są osady euksyniczne, bogate w związki organiczne (Vetö, 1987; Ștefanescu *et al.*, 1979). Podobne osady z wkładkami kokkolitowymi są znane w serii majkopskiej regionu kaukaskiego (Voronina & Popov, 1984b) i w Basenie Panońskim (Nagyvarosy, 1983). Odległość do oligocenów w obszarze panońskim i w Transylwanii była większa od dzisiejszej o wartość miocenów skrócenia tej części orogenu karpac-

kiego, która zajmuje położenie bardziej wewnętrzne od jednostki dukielskiej, to jest o co najmniej 200 kilometrów w przekroju przez Karpaty polskie i środkową Słowację.

Rozpoczęcie sedymentacji kokkolitowej mogło nastąpić wskutek wiania się zimnych, arktycznych wód z Północnego Atlantyku przez Morze Północne, Basen Moguncki, Rów Renu do basenów przedpola Alp i Karpat. Wkładki laminowanych wapieni kokkolitowych znane są w rupelskich osadach molasy bawarskiej i Rowu Renu (Müller & Blaschke, 1971). Po upływie około tysiąca lat, termoklina podniosła się wolno (podobnie jak holocenska haloklina w Morzu Czarnym, por. Deuser, 1974), tak że mieszanie wód mogło następować w coraz większym stopniu i coraz częściej. Intensywność depozycji mułu kokkolitowego malała proporcjonalnie do malejącej skuteczności pułapki na sole pokarmowe, co wyraziło się powstaniem stopniowego przejścia od wapienia jasielskiego ku górze w ciemny muł z laminami kokkolitowymi.

POWSTANIE INNYCH WAPIENI KOKKOLITOWYCH

Wapień tylawski gromadził się w wyniku zakwitów kokkolitofor, ale wolniej niż wapień jasielski, na co wskazują cieńsze laminy. Zakwity były krótsze i mniej intensywne. Czas między zakwitami wystarczał do osadzenia ciągłej ciemnej laminy. Struktura gruzłowa jasnych lamin (Pl. III: 1) wskazuje na udział grudek kałowych w depozycji; podobnie jak w wapieniu jasielskim, z tym że grudki były mniejsze i zachowały się mniej wyraźnie. Brak otwornic planktonicznych i masowe zakwity *Reticulofenestra ornata* (Krhovský, 1981) wskazują na obniżone zasolenie wód powierzchniowych (por. Nagymarosy, 1983) w tej części basenu, w której powstał wapień tylawski.

Poziom wapieni tylawskich występuje w obrębie strefy IPM-2 (Kotlarczyk & Jerzmańska, 1976). Zona ta różni się od pozostałej części profilu osadów oligocenu odmiennym paleoekologicznie zespołem ryb, określonym przez Kotlarczyka i Jerzmańską (1976) jako nerytyczno-litoralny.

Jerzmańska i Kotlarczyk (1968) tłumaczą okresowy zanik ryb batypelagicznych i dominację form nerytyczno-litoralnych ogólnym spłyleniem basenu do głębokości 200–300 m. Takie samo spłylenie autorzy ci postulują (Jerzmańska & Kotlarczyk, 1983), na podstawie sukcesji zespołów ryb, dla całych Karpat zewnętrznych, Transylwanii i ogromnego obszaru aż po Morze Aralskie na wschodzie.

Wydaje się jednak, że w tak rozległym basenie, którego poszczególne części miały bardzo różną budowę podłoża, przejściowego spłylenia nie można tłumaczyć ruchami tektonicznymi. Jedyną przyczyną takiego spłylenia mogło być eustatyczne obniżenie poziomu morza.

Niemniej jednak trzeba podkreślić, że dno basenu miało znaczne deniwelacje, na co wskazuje przede wszystkim rozkład facji i kierunków paleotransportu. Najdokładniej zbadany przekrój, na podstawie którego sformułowano koncepcję takiego spłylenia i określono głębokość basenu w czasie tego

epizodu na 200–300 m, znajduje się w Jamnej Dolnej, w środkowej części jednostki skolskiej, gdzie głębokość skolskiej części basenu była zapewne bliska maksimum. Znaczny spadek poziomu morza musiałby doprowadzić do wynurzenia stref płytszych, na co dowody nie są do tej pory znane.

Alternatywnym wytłumaczeniem zdarzenia środowiskowego zapisanego w zonie IPM 2 mogłaby być gęstościowa (zasoleniowa) stratyfikacja wód basenu o ograniczonej wymianie wód z oceanem, połączona z powstaniem warunków beztlenowych w dolnej części. Wyeliminowałoby to ryby batypelagiczne z pozostawieniem tylko tych taksonów, które nie wymagają wód głębokich. Powstała w ten sposób pułapka na sole pokarmowe kilkakrotnie stawała się dostatecznie skuteczna, by utworzyć poziomy wapieni tyławskich.

Wapień z Zagorza osadzał się co najmniej tak szybko, jak wapień jasielski, na co wskazuje znikoma ilość domieszek klastycznych. Brak otwornic planktonicznych może wskazywać na obniżone zasolenie wód powierzchniowych. Brak sezonowej laminacji i jakichkolwiek śladów bentosu oraz szczątków zachowanych w postaci materii organicznej (ryby, rośliny) można wyjaśnić silną pyknokliną, na której opadające szczątki organiczne zatrzymywały się dostatecznie długo (por. Gliwiez, 1979) do ich całkowitej remineralizacji przez bakterie utleniające.

Częściowy rozkład grudek kałowych i wydłużenie czasu ich opadania mogły być powodem braku sezonowej laminacji. Brak bentosu można wiązać z beztlenowymi warunkami w dolnej warstwie wód. Eustatyczny spaćek poziomu morza mógł osłabić połączenie z oceanem i doprowadzić do czasowego wysłodzenia wód powierzchniowych.

Wapień z Fólusza osadzał się w warunkach oscylujących od słabego przewietrzania do jego braku. Wskazuje na to występowanie na przemian warstw doskonale laminowanych z częściowo zbioturbowanymi (por. Savrda *et al.*, 1984). Obfite otwornice planktoniczne wskazują na normalne zasolenie wód powierzchniowych. Cechy sedymentacyjne wapienia z Fólusza pozwalają go rozpatrywać jako odpowiednik wapienia jasielskiego osadzony na mniejszej głębokości, w strefie przejścia od wód ubogich w tlen do dobrze przewietrzanych i zwiększonej dostawy materiału detrytycznego z lądu. U-kształtne kanały infauny w wapieniu z Fólusza są podobne do kanałów obserwowanych w osadach ponad górną granicą wód beztlenowych basenu Santa Barbara (Savrda *et al.*, 1984). Podobnie jak w wapieniu z Fólusza, znaczne ilości redeponowanego starszego planktonu stwierdzono w mule kokkolitowym z Morza Czarnego (Bukry *et al.*, 1970) i w pułapkach w kolumnie wody (Hay *et al.*, 1986).

UWAGI KOŃCOWE

W sekwencjach osadowych Paratetydy występują zjawiska sedymentacyjne podobne do opisanych tu poziomów wapieni kokkolitowych, przy czym niektóre z nich dają się śledzić na wielkich obszarach (Best & Müller, 1972;

DoebI *et al.*, 1976; Müller & Blaschke, 1977; Nagymarosy, 1981; Voronina & Popov, 1984b). Dokładne wyróżnienie tych zjawisk i ich korelacja, poparte interpretacją paleoekologiczną, powinny pozwolić na odtworzenie ewolucji tego wciąż słabo poznanego basenu, w którego osadach powstały wielkie nagromadzenia bituminów (por. Baldi, 1984; Van Couvering *et al.*, 1981; Vetö, 1987; Voronina & Popov, 1984a).

LITERATURA CYTOWANA—REFERENCES

- Anderson, R. Y., Dear, W. E., Bradbury, J. P. & Love, D., 1985. Meromictic lakes and varved lake sediments in North America. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1607, 19 p.
- Anderson, R. Y. & Kirkland, D. W., 1966. Intrabasin varve correlation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77: 241–256.
- Baldi, T., 1984. The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. *Eclogae Geol. Helv.*, 77: 1–27.
- Berthel, K. W., 1976. Coccolithen, Flugstaub und Gehalt an organischer Substanzen in Oberjura-Plattenkalken Bayerns und SE-Frankreichs. *Eclogae Geol. Helv.*, 69: 627–639.
- Berge, G., 1962. Discoloration of the sea due to *Coccolithus huxleyi* "bloom". *Sarsia*, 6: 27–40.
- Bergér, W. H., 1976. Biogenous deep sea sediments: production, preservation and interpretation. In: Riley, J. P. & Chester, R. (eds.) *Chemical Oceanography*, 2nd ed., vol. 5. Academic Press, London, pp. 265–388.
- Best, G. & Müller, C., 1972. Nannoblonkton-Lagen im Unter-Miozän von Frankfurt am Main. *Senckenbergiana Leth.*, 53: 103–117.
- Biddanda, B. A., 1985. Microbial synthesis of macroparticulate matter. *Mar. Ecol.—Prog. Ser.*, 20: 241–251.
- Biddanda, B. A., 1986. Structure and function of marine microbial aggregates. *Oceanol. Acta*, 9: 209–211.
- Birecki, T., 1964. Budowa geologiczna synkliny Bobowej. The geological structure of the Bobowa syncline. *Pr. Geol., PAN Oddz. w Krakowie*, 21: 57 pp.
- Bréhéret, J.-G., 1983. Sur des niveaux de black shales dans l'Albien inférieur et moyen du domaine vocontien (sud-est de la France): étude de nannofaciès et signification des paléoenvironnements. *Bull. Mus. Natn. Hist. Nat., Paris* 4e sér. 5, section C, 1: 113–159.
- Bréhéret, J.-G., 1985. Indices d'un événement anoxique étendu à la Téthys alpine, à l'Albien inférieur (événement Paquier). *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, 300: 355–358.
- Buesseler, K. O., Livingston, H. D., Honjo, S., Hay, B. J., Manganini, S. J., Degens, F., Ittekkot, V., Izdar, E. & Konuk, T., 1987. Chernobyl radionuclides in a Black Sea sediment trap. *Nature*, 329: 825–828.
- Bukowski, G., 1926. O budowie rąbka fliszu w okolicy Bochni. Ueber den Bau des Flyschsaumes in der Gegend von Bochnia. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 3: 640–653.
- Bukry, D., King, S. A., Horn, M. K. & Manheim, F. T., 1970. Geological significance of coccoliths in fine-grained carbonate bands of postglacial Black Sea sediments. *Nature*, 226: 156–158.
- Busson, M. G. & Noël, D., 1972. Sur la constitution et la genèse de divers sédiments finement feuilletés ("laminites"), à alternances de calcaire et de matière organique ou argileuse. *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, 274: 3172–3175.
- Chlebowski, T., 1935. Budowa geologiczna okolic położonych na SE od Turki nad Stryjem. Structure géologique des environs de Turka sur le Stryj, Karpates. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 8(2): 1–26.
- Colebrook, J. M., 1979. Continuous plankton records: seasonal cycles of phytoplankton and copepods in the North Atlantic and the North Sea. *Mar. Biol.*, 51: 23–32.
- Colebrook, J. M., 1984. Continuous plankton records: relationships between species of phytoplankton and zooplankton in the seasonal cycle. *Mar. Biol.*, 83: 313–323.

- Colebrook, J. M., 1985. Continuous plankton records: overwintering and annual fluctuations in abundance of zooplankton. *Mar. Biol.*, 84: 261–265.
- Degens, E. T. & Stoffers, P., Golubić, S. & Dickman, M. D., 1978. Varve chronology: estimated rates of sedimentation in the Black Sea deep basin. In: *Int. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 42: pt 2: 499–508.
- Degens, E. T., Michaelis, W. M., Garrasi, C., Mopper, K., Kempe, S. & Ittekkot, V. A., 1980. Warven-Chronologie und frühdiagenetische Umsetzungen organischer Substanzen holozäner Sedimente des Schwarzen Meeres. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1980: 65–86.
- Deuser, W. G., 1974. Evolution of anoxic conditions in Black Sea during Holocene. In: Degens, E. T. & Ross, D. A. (eds.) *The Black Sea – Geology, Geochemistry, and Biology. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 20: 133–136.
- Dickman, M. D., 1979. A possible varving mechanism for meromictic lakes. *Quatern. Res.*, 11: 113–124.
- Dickman, M. D. & Artuz, I., 1978. Mass mortality of photosynthetic bacteria as a mechanism for dark lamina formation in sediments of the Black Sea. *Nature*, 275: 191–195.
- Doehl, F., Müller, C., Schuler, M., Sittler, C. & Weiler, H., 1976. Les marnes à Foraminifères et les schists à poissons de Bremmelbach (Bas-Rhin). Études sédimentologiques et micropaléontologiques. Reconstitution du milieu au début du Rupélien dans le Fossé Rhénan. *Sci. Géol., Bull.*, 29: 285–320.
- Emery, K. O., Hülsemann, J. & Rodolfo, K. S., 1962. Influence of turbidity currents upon basin waters. *Limnol. Oceanogr.*, 7: 439–455.
- Fonselius, S. H., 1974. Phosphorus in Black Sea. In: Degens, E. T. & Ross, D. A. (eds.) *The Black Sea – Geology, Geochemistry, and Biology. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 20: 144–150.
- Gallois, R. W. & Medd, A. W., 1979. Coccolith-rich marker bands in the English Kimmeridge Clay. *Geol. Mag.*, 116: 247–334.
- Garrison, R. E. & Kennedy, W. J., 1977. Origin of solution seams and flaser structure in Upper Cretaceous chalks of southern England. *Sedim. Geol.*, 19: 107–137.
- Gliwicz, Z. M., 1979. Metalimnetic gradients and trophic state of lake epilimnia. *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia „Dott. Marco De Marchi”*, 37: 121–143.
- Grasu, C., Apetroaei, N. & Florea, F., 1982. Considérations petrogénétiques sur les calcaires de Jaslo du flysch des Carpates Orientales. *An. Științ. ale Univ. „Al. I. Cuza” din Iași. Ser. IIb, Geol.-Geogr.*, 28: 5–10.
- Gucwa, I., 1973. Geochemia wapiennych i krzemionkowych osadów biogenicznych na przykładzie osadów fliszu karpackiego. The geochemistry of siliceous and calcareous biogenic deposits exemplified by the deposits of the Carpathian flysch. *Inst. Geol., Biul.*, 271: 5–98.
- Haczewski, G., 1971. *Sprawozdanie z badań przeprowadzonych w latach 1970–1971 na arkuszu Łupków mapy 1 : 200 000*. Archiwum Oddziału Karpackiego Państw. Inst. Geol., Kraków (niepublikowane), 12 p.
- Haczewski, G., 1981. Extent and lateral variation of individual turbidites in flysch, horizons with Jasło limestones, Krosno Beds, Polish Carpathians. *Stud. Geol. Polon.*, 68: 13–27.
- Haczewski, G., 1982 (1980). O sedymentacji tzw. łupków jasielskich. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, 24: 235–236.
- Haczewski, G., 1984. Korelacja lamin w chronohoryzontach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórze (Karpaty Zewnętrzne). Correlation of laminae in chronohorizons of Jasło limestone and Zagórze limestone (Outer Carpathians). *Kwart. Geol.*, 28: 675–688.
- Haczewski, G., 1986a. Pelagic interbeds of coccolith limestone in flysch as a tool in sedimentological study of the flysch: Jasło and Zagórze limestone horizons in the Krosno Beds, Oligocene. In: *IAS 7th European Regional Meeting Excursion Guidebook*. Ossolineum, Wrocław, pp. 125–131, 138–140.
- Haczewski, G., 1986b. Microbes in sedimentary rocks: fossils or dwellers? *7th Regional Meeting on Sedimentology IAS, Kraków '86, Abstracts*, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, p. 75.
- Haczewski, G., 1987. *Coccolith limestone bands in Oligocene black shales and flysch of the*

- Carpathians: record of intermittent nutrient traps in a restricted basin.* Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Warszawa, 25 pp., (niepublikowane—unpublished).
- Hallam, A., 1986. Origin of minor limestone-shale cycles: Climatically induced or diagenetic? *Geology*, 14: 609–612.
- Hanzliková, E. & Menčík, E., 1965. Foraminiferový plankton v jaseľských lupcích poľských flyšových Karpat. Das Foraminiferenplankton in den Jaslo-Schiefertonen der polnischen Flyschkarpaten. *Věst. Ustř. Ust. Geol.*, 40: 345–352.
- Harding, G. C. H., 1973. Decomposition of marine copepods. *Limnol. Oceanogr.*, 18: 670–673.
- Hattin, D. E., 1975. Petrology and origin of fecal pellets in Upper Cretaceous strata of Kansas and Saskatchewan. *J. Sedim. Petrol.*, 45: 686–696.
- Hay, B. J., Honjo, S., Manganini, S., Kempe, S. & Ittekkot, V., 1986. Variability in annual particulate flux in the Black Sea. In: *Second International Conference on Paleoceanography. September 1986, Woods Hole, Massachusetts, Abstracts with Program*, pp. 6–13.
- Hemleben, C., 1977. Rote Tiden und die oberkretazischen Plattenkalke im Libanon. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1977: 239–255.
- Holligan, P. M., Viollier, M., Harbour, D. S., Camus, P. & Champagne-Philippe, M., 1983. Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge. *Nature*, 304: 339–342.
- Honjo, S., 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Mar. Micropaleont.*, 1: 65–79.
- Honjo, S., 1980. Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *J. Mar. Res.*, 38: 53–97.
- Honjo, S., Manganini, S. J. & Cole, J. J., 1982. Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, 29: 609–625.
- Horwitz, L., 1927. Badania geologiczne, wykonane w r. 1926 na arkuszach Sary Sambor i Ustrzyki Dolne. Compte-rendu des recherches géologiques effectués en 1926 sur les feuilles Sary Sambor et Ustrzyki Dolne. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 4: 273–312.
- Horwitz, L., 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na ark. Ustrzyki Dolne. Compte-rendu des recherches géologiques effectués en 1928 pour la feuille Ustrzyki Dolne. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 6: 398–464.
- Jasionowicz, J., 1961. Budowa geologiczna fałdu Wańkowej-wsi—Łodyny między Sereńnicą a Łodyną. Geology of the Wańkowa-village—Łodyna fold between Sereńnica and Łodyna. *Inst. Geol., Biul.*, 166: 61–86.
- Jaskólski, S., 1931. Materjały do geologii i petrografji fliszu karpackiego okolic Rymanowa. Contributions to the geology and petrography of the Carpathian Flysch in the vicinity of Rymanów. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 6: 697–741.
- Jerzmańska, A., 1960. Ichtyofauna łupków jasielskich z Sobniowa. Ichtyofauna from the Jaslo shales at Sobniów (Poland). *Acta Palaeont. Polon.*, 5: 367–419.
- Jerzmańska, A., 1968. Ichtyofaune des couches à ménilite (Flysch des Karpates). *Acta Palaeont. Polon.*, 13: 379–488.
- Jerzmańska, A. & Jucha, S., 1963. Stanowisko ryb w łupkach jasielskich z Łubna koło Dynowa. L'affleurement de la faune de poissons dans les schistes de Jasło à Łubno près de Dynów (Karpates Polonaises). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 159–180.
- Jerzmańska, A. & Kotlarczyk, J., 1968. Zespoły ichtyofauny z warstw menilitowych Karpat jako wskaźnik zmian środowiska sedymentacyjnego. Ichtyofaunal assemblages in the Menilite Beds of the Carpathians as indicators of sedimentary environment. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 39–66.
- Jerzmańska, A. & Kotlarczyk, J., 1983. Ichtyofauna changes in the Tertiary of the Carpathians and of the Caucasus. *An. Inst. de Geol. și Geof.*, 59: 191–198.
- Jucha, S., 1957. Łupki jasielskie w Karpatach fliszowych. *Prz. Geol.*, 5: 521–525.
- Jucha, S., 1958. Contributions on Jasło shaly limestons in the Polish Carpathians. *Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sc. Chim. Géol. Géogr.*, 6: 681–688.

- Jucha, S., 1969. Łupki jasielskie, ich znaczenie dla stratygrafii i sedymentologii serii menilitowo-krośnieńskiej (Karpaty fliszowe). Les schistes de Jasło, leur importance pour la stratigraphie et la sédimentologie de la série ménilitique et des couches de Krosno; Carpathes flyscheuses. *Pr. Geol., PAN Oddz. w Krakowie*, 52, 128 pp.
- Jucha, S. & Kotlarczyk, J., 1958. Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowej i warstw krośnieńskich. *Nafta*, 14: 205–207.
- Jucha, S. & Kotlarczyk, J., 1961. Seria menilitowo-krośnieńska w Karpatach fliszowych. La série des couches à menilite et des couches de Krosno dans le flysch des Karpates. *Pr. Geol., PAN Oddz. w Krakowie*, 4, 115 pp.
- Koráb, T. & Kotlarczyk, J., 1977. Młodszy paleogen jednostki dukielskiej w Karpatach Słowackich i próba jego powiązania z paleogenem polskim. Upper Palaeogene of Dukla Unit in the Slovak Carpathians and an attempt for parallelizing it with the Polish Palaeogene. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47: 95–114.
- Koszarski, L., Ślączka, A. & Żytko, K., 1961. Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Stratigraphy and palaeogeography of the Dukla unit in the Bieszczady Mountains (The Flysch-Carpathians). *Kwart. Geol.*, 5: 551–582.
- Koszarski, L. & Żytko, K., 1959. Uwagi o rozwoju i pozycji stratygraficznej łupków jasielskich w serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat Środkowych. Remarks on the development and stratigraphical of the Jasło shales in the Menilitic and Krosno series of the Middle Carpathians. *Kwart. Geol.*, 3: 996–1015.
- Koszarski, L. & Żytko, K., 1961. Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych. Jasło shales within the Menilite-Krosno series in the Middle Carpathians. *Inst. Geol., Biul.*, 166: 87–232.
- Kotlarczyk, J., 1961. Possibilités d'une corrélation plus exacte du paléogène des Karpates Roumaines. *Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sc. Géol. Géogr.*, 9: 91–97.
- Kotlarczyk, J., 1977 (1976). Łupki tylawskie w jednostce skolskiej Karpat polskich. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN Oddział w Krakowie*, 20: 182–183.
- Kotlarczyk, J., 1979. Wprowadzenie do stratygrafii jednostki skolskiej Karpat fliszowych. In: *Badania paleontologiczne Karpat Przemyskich, Materiały IV Krajowej Konferencji Paleontologów, Przemyśl, 25–27 czerwca 1979.*, pp. 14–26.
- Kotlarczyk, J., 1988. Geologia Karpat przemyskich – „szkic do portretu”. Geology of the Przemyśl Carpathians – “a sketch to the portrait”. *Prz. Geol.*, 36: 325–333.
- Kotlarczyk, J. & Jerzmańska, A., 1976. Biostratigraphy of Menilite Beds of Skole Unit from the Polish Flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre*, 24: 55–62.
- Kotlarczyk, J. & Jerzmańska, A., 1988a. Ichtiofauna w stratygrafii Karpat. *Prz. Geol.*, 36: 346–352.
- Kotlarczyk, J. & Jerzmańska, A., 1988b. Lito- i biostratygrafia warstw menilitowych na Krępaku; łupki z Niebylca z poziomem diatomitów z Piątkowej. In: *Przewodnik LIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Karpaty Przemyskie, 16–18 września 1988.*, pp. 107–112.
- Kotlarczyk, J. & Kaczmarska, I., 1987. Two diatom horizons in the Oligocene and (?) Lower Miocene of the Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 57: 143–188.
- Krajewski, S., 1933. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 na arkuszu Sanok. *Pos. Nauk. Państ. Inst. Geol.*, 36: 34–37.
- Krhovský, J., 1981. Mikrobiostratigrafické korelace vnejších jednotek flysového pásma a vliv eustatických změn na jejich paleogeografický vývoj. Microbiostratigraphic correlations in the outer flysch units of the Southern Moravia and influence of the eustacy on their paleogeographical development. *Zemni Plyn a Nafta*, 26: 665–688.
- Książkiewicz, M., 1974. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Sucha Beskidzka (1014) 1:50 000.* Wyd. Geol., Warszawa, 83 p.
- Kwiatkiewicz, W. M., Cholewa, M., Hryniewicz, S. Z., Kajfosz, J., Jones, K. W. & Haczewski, G. (w druku – in print). Elemental distributions in laminated Jasło Limestone (Outer Carpathians, Poland) measured by the PIXE method. *Miner. Polon.*
- Matter, A., 1974. Burial diagenesis of pelitic and carbonate deep-sea sediments from the Arabian Sea. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 23: 421–469.

- Moroz-Kopczyńska, M., 1977. Litologia piaskowców krośnieńskich w obszarze między Istebną i Myślenicami w świetle ich wykorzystania w przemyśle materiałów budowlanych. Lithology of Krosno sandstones in the region between Istebna and Myślenice in the light of their utilization in the building materials trade. *Pr. Geol., PAN Oddz. w Krakowie*, 104, 65 pp.
- Müller, G. & Blaschke, R., 1971. Coccoliths: important rock-forming elements in bituminous shales of central Europe. *Sedimentology*, 17: 119–124.
- Nagymarosy, A., 1983. Mono- and duospecific nanofloras in Early Oligocene sediments of Hungary. *Proc. Konik. Nederl. Akad. Wet., ser. B*, 86: 273–283.
- Nemčok, J., Koráb, T. & Ďurkovič, T., 1961. Výskyt jaselských lupkov v magurskom flyši. On the occurrences of Jasło shales in the Magura flysch. *Geol. Pr. Zprávy*, 23: 125–135.
- Noel, D., Bréhéret, J.-G. & Lambert, B., 1987. Enregistrement sédimentaire de floraisons phyto-planctoniques calcaires en milieu confiné. Synthèse de données sur l'actuel et observations géologiques. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 8, 3: 1097–1106.
- Nowak, W., 1965. Sur l'origine organique des calcaires de Jasło des couches ménilitiques et de Krosno dans les Karpates flyscheuses (Oligocene). In: *Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress, Sofia, September 1965. Reports*, pt. 2, vol. 1: 287–290.
- Nowak, W., 1979. Niektóre jednostki lito- i biostratygraficzne i ich znaczenie dla korelacji najmłodszych utworów fliszu karpackiego. *Kwart. Geol.*, 23: 928–930.
- Nowak, W., Geroch, S. & Gasiński, A., 1985. Oligocene/Miocene boundary in the Carpathians. In: *VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. 12–22 September, 1985, Budapest. Abstracts*. Hungarian Geological Survey, pp. 427–429.
- Obtułowicz, J., 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1926 na terenie Potoka. *Pos. Nauk. Państ. Inst. Geol.*, 18: 1–2.
- Olszewska, B., 1984. Kilka uwag o zespołach otwornic towarzyszących wapieniom jasielskim w polskich Karpatach Zewnętrznych. Some remarks on accompanying foraminifer assemblages in Jasło limestones in the Polish Outer Carpathians. *Kwart. Geol.*, 28: 689–700.
- Palmer, A. R., 1960. Miocene copepods from the Mojave Desert, California. *J. Paleontol.*, 34: 447–452.
- Parsons, T. R. & Takahashi, M., 1973. Environmental control of phytoplankton cell size. *Limnol. Oceanogr.*, 18: 511–515.
- Poprawa, D., 1977. Problem II – Wody mineralne południowej części centralnego synklinorium Karpackiego. In: Ślęczka, A. (ed.) *Przewodnik XLIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Krosno, 22–25 września 1977*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 107–118.
- Richter-Bernburg, G., 1960. Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelationen im Zechstein. *Geol. Rundsch.*, 49: 132–148.
- Ross, D. A. & Degens, E. T., 1974. Recent sediments of Black Sea. In: Degeńs, E. T. & Ross, D. A. (eds.) *The Black Sea – Geology, Geochemistry, and Biology*. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 20: 183–199.
- Roth, P. H., Mullin, M. M. & Berger, W. H., 1975. Coccolith sedimentation by fecal pellets: laboratory experiments and field observations. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1079–1084.
- Sarajew, S. W., Tanygin, G. I. & Łapuchow, A. S., 1986. Turbidity w głębokowodnych osadkach Czernego Morza. Turbidities in deep-water sediments of Black Sea., *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 287: 931–933.
- Savrda, C. E., Bottjer, D. J. & Gorsline, D. S., 1984. Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model: evidence from Santa Monica, San Pedro, and Santa Barbara Basins, California Continental Borderland. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 68: 1179–1192.
- Stefanescu, M., Gheta, N. & Dicea, M., 1979. On the Oligocene-Miocene boundary in the external flysch zone of the Carpathian bend (between the Teleajen valley and the Dimbovita valley). A tentative solving by calcareous nannoplankton. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géol.*, 23: 89–94.
- Szajnocha, W., 1896. *Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do Zeszytu Szósteo*. Wydawnictwo Komisji Fizyograficznej Akademii Umiejętności, Kraków, 149 p.

- Szajnocha, W. 1903. *Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do Zeszytu Jedenastego*. Wydawnictwo Komisji Fizyograficznej Akademii Umiejętności, Kraków 118 p.
- Szakyn, V. O., 1958. Horyzont smuhostych wapniaków i joho znaczenia dla zistawлення olihocenowych widkładiw schidnych Karpat. *Dop. Akad. Nauk Ukr. SSSR*, 1958 (4): 414–415.
- Szymakowska, F., 1959. Rozwój warstw krośnieńskich w niektórych obszarach Karpat Środkowych. Development of Krosno beds in some regions of the Middle Carpathians. *Kwart. Geol.*, 3: 620–637.
- Ślącza, A., 1959a. Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy – Wisłoka Wielkiego. Stratigraphy of the Dukla folds in the Komańcza – Wisłok Wielki region (Carpathians). *Kwart. Geol.*, 3: 583–604.
- Ślącza, A., 1959b. Nowe dane o rozwoju warstw krośnieńskich w synklinie Bobowej oraz na południe od Tarnawy–Wielopola. New data on the development of the Krosno beds in Bobowa syncline and south of Tarnawa–Wielopole. *Kwart. Geol.*, 3: 605–619.
- Ślącza, A., 1971. Budowa geologiczna jednostki dukielskiej. The geology of the Dukla unit. *Inst. Geol., Pr.*, 63, 98 p.
- Ślącza, A., 1973. Wycieczka 4 – Folusz–Kornuty–Bednarka. In: Żytko, K. (ed.), *Przewodnik geologiczny po Wschodnich Karpatach Fliszowych*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 102–110.
- Ślącza, A., 1977. Problem I-A – Rozwój facjalny i problemy paleogeograficzne młodszego paleogenu jednostki dukielskiej. In: Ślącza, A. (ed.) *Przewodnik XLIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Krosno, 22–25 września 1977*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 73–87.
- Świdziński, H., 1929. Badania geologiczne w okolicach Rymanowa. Recherches géologiques dans les environs de Rymanów, Karpates. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 5: 343–366.
- Świdziński, H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 37, 124 p.
- Świdziński, H., 1961. La série de Richvald dans les Karpates flyscheuses. *Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sc. Géol. Géogr.*, 9: 109–119.
- Świdziński, H., 1971. Fałd Brzanka–Liwocz (Polskie Karpaty Środkowe). The Brzanka–Liwocz fold (Polish Central Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41: 259–280.
- Świdziński, H., 1973. Budowa geologiczna rejonu Ropica–Siary Górne. The geological structure of the region Ropica–Siary Górne. *Pr. Geol., PAN Oddz. w Krakowie*, 80: 63–76.
- Turner, J. T., 1979. Microbial attachment to copepod fecal pellets and its possible ecological significance. *Trans. Am. Microsc. Soc.*, 98: 131–135.
- Tyson, R. V., Wilson, R. C. L. & Downie, C., 1979. A stratified water column environmental model for the type Kimmeridge Clay. *Nature*, 277: 377–380.
- Uhlig, V., 1882. Reisebericht aus Westgalizien: Funde cretazischer und alttertiärer Versteinerungen. *Verh. k.u.k. Geol. Reichsanst.*, 15–16: 306–307.
- Uhlig, V., 1883. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. *Jb. k.u.k. Geol. Reichsanst.*, 33: 443–562.
- Uhlig, V., 1884. IV. Reisebericht aus Westgalizien. Ueber die Gegend von Bochnia und Czchów. *Verh. k.u.k. Geol. Reichsanst.*, 15–16: 306–307.
- Uhlig, V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. *Jb. k.u.k. Geol. Reichsanst.*, 38: 85–264.
- Van Couvering, J. A., Aubry, M.-P., Berggren, W. A., Bujak, J. P., Naeser, C. W. & Wieser, T., 1981. The terminal Eocene event and the Polish connection. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 36: 321–362.
- Vetö, I., 1987. An Oligocene sink for organic carbon: upwelling in the Paratethys. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 60: 143–153.
- Voronina, A. A. & Popov, S. V., 1984a. Main features of the evolution of the Eastern Paratethys in the Oligocene and Lower Miocene. *Ann. Univ. Sci. Budapest Rolando Eötvös Nom., Sec. Geol.*, 25: 87–95.
- Voronina, A. A. & Popov, S. V., 1984b. Solenovskij gorizon Vostočnogo Paratetisa. The

- Solenovskiy horizon of the Eastern Paratethys. *Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., Ser. Geol.*, 1984: 41–53.
- Wdowiarz, S., 1959. Łupki jasielskie w Karpatach Wschodnich Rumunii. Jasło shales in the Roumanian Eastern Carpathians. *Kwart. Geol.*, 3: 563–568.
- Wdowiarz, S., 1963. Z geologii Jugosławii. *Kwart. Geol.*, 7: 542–544.
- Wdowiarz, S., 1980. Budowa geologiczna centralnego synklinorium Karpat na obszarze Rajske–Zachoczewie. The geological structure of the central Carpathian synclinorium in the Rajske–Zachoczewie area. *Biul. Inst. Geol.*, 326: 5–24.
- Wdowiarz, S., 1983. Warstwy krośnieńskie w profilu Oslawy. The Krosno Beds in the Oslawa River section. *Kwart. Geol.*, 27: 105–122.
- Williams, L. A., 1983. Deposition of the Bear Gulch Limestone: a Carboniferous plattenkalk from central Montana. *Sedimentology*, 30: 843–860.
- Williams, L. A., 1984. Subtidal stromatolites in Monterey Formation and other organic-rich rocks as suggested source contributors to petroleum formation. *Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 68: 1879–1893.
- Williams, L. A. & Reimers, C., 1983. Role of bacterial mats in oxygen-deficient marine basins and coastal upwelling regimes: Preliminary report. *Geology*, 11: 267–269.
- Wiałow, O. S., 1961. *Paleogienowyj flisz siewiernogo skłona Karpat*. Izd. Akad. Nauk Ukr. SSR, Kiew, 135 p.
- Ziegler, P. A., 1982. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Int. Petrol. Maatschappij B. V., Hague, 130 pp.

Summary

COCCOLITH LIMESTONE HORIZONS IN THE MENILITE-KROSNO SERIES (OLIGOCENE, CARPATHIANS) – IDENTIFICATION, CORRELATION AND ORIGIN

Grzegorz Haczewski

INTRODUCTION

Thin bands of coccolith limestones are intercalated at several horizons in the Oligocene part of the Oligocene–Lower Miocene Menilite-Krosno series (Fig. 1) of the Outer Carpathians, which consists mainly of flysch and black shales. The horizons with the limestone bands are widely used as isochronous regional stratigraphical markers.

This paper presents the distinctive features of the limestone bands, the results of long-distance correlation of laminae in the limestones, and the discussion of their origin.

The limestone bands were first described from the vicinities of Jasło (Uhlig, 1882). Their value for correlation was proven in the late fifties. The lack of precise criteria for distinguishing one limestone horizon from another resulted in some controversy and confusion; some authors have even denied the isochroneity of the coccolith bands (Nowak 1965; Nowak *et al.*, 1985). The limestones have been known in the Carpathian literature as the “Jasło shales”.

The same name has been applied to other limestones horizons, differing in lithology and age.

The present author has proposed (Haczewski, 1984) to give separate names to all clearly distinguishable limestone horizons, and the names Tylawa limestones, Jasło limestone, Zagórz limestone, and Folsz limestone are used in this paper. The term limestone horizon is used for the whole part of the sequence from the first to the last coccolith limestone band, so the limestone horizons include sandstones, shales and marls, and these rocks are usually much thicker than the limestone bands whose presence is the only feature distinguishing the limestone horizons from the adjacent parts of the sequence. The names Jasło, Zagórz, etc. limestone are used for the limestone distinctive for respective horizon.

DESCRIPTION OF THE LIMESTONE HORIZONS

Tylawa limestones occur as thin layers (Fig. 2) in the lower part of the Menilite Beds, above the marker horizon of the Lower Menilite Cherts, partly in the upper part of limestones that overlie the cherts (called Dynów marls after Kotlarczyk, 1988) and above the Dynów marls. The limestone bands are clustered into a few (up to four) secondary horizons, not yet readily identifiable from each other at the present state of their study; it is for this reason that the name Tylawa limestones is used in plural form.

The limestones are finely laminated (6–10 laminae per millimetre; Pl. II: 1, 2; Pl. III: 1). The white laminae are composed of micrite which consists mainly of coccoliths, diagenetically altered to various degree (Pl. XI: 1). Distinct and continuous streaks composed mainly of clay minerals and organic matter, about 5–15 μm thick, separate the micritic laminae. Pyrite framboids are concentrated along the streaks. Silicification is frequent in Tylawa limestone, and it selectively follows micritic laminae.

Fish remains are abundant in Tylawa limestone, on parting planes parallel to lamination (Pl. II: 3). The fishes are small, 2–5 centimetres in length, strongly flattened, and perfectly preserved. The laminae bend symmetrically around them. The fish assemblage in the Tylawa limestones has been determined as neritic-sublittoral (Jerzmańska, 1968), distinctive for the ichthyofaunal zone IPM-2, second in ascending order in the biostratigraphical division of the Menilite Beds in the Skole nappe (Kotlarczyk & Jerzmańska, 1976). This distinctive assemblage has been traced in the lower part of the Oligocene sequences over great areas of the Paratethys (Jerzmańska & Kotlarczyk, 1983).

Tentative nannoplankton data suggest the age of NP 22 zone for the Tylawa limestones (*cf.* Kotlarczyk, 1968).

The Jasło limestone is widespread in the Silesian, Subsilesian and Skole nappes. It crosscuts all major lithological units of the Menilite-Krosno series

(Fig. 1). It forms one layer, up to 35 cm thick, in some sections in the Subsilesian, unit in carbonate-free black shales. In other facies zones the Jasło limestone is split by clastic intercalations (Fig. 3), and in the flysch of the Krosno Beds thin limestone layers are dispersed within up to 5 m of turbidite sequence.

Jasło limestone is finely laminated, except for its lowermost 4–5 centimetres. The white laminae consist of flattened lenticular micrite nodules, separated by wavy, discontinuous and branching dark partings (Pl. VI: 1). The partings are 5–20 μm thick and consist of clay, organic matter and pyrite. The “dark laminae” also consist mainly of micrite nodules, but smaller, so that the dark partings are more densely spaced. The lamination is very fine, about three white-and-dark couplets per millimetre. The relative proportion of the dark and white laminae varies vertically, giving rise to very distinctive patterns of lamination, especially in the upper half of the Jasło limestone. Towards the top, the white laminae are less pronounced, and the limestone terminates with gradual but rapid transition to black or dark-brown marl, rich in organic matter and containing numerous submillimetric laminae of white micrite, visible for several centimetres upsection.

The micrite consists of coccoliths, recrystallized diagenetically to a varying degree (Pl. IX: 1, 2; Pl. X: 3, 4). The recrystallization is most advanced in the central part of the Skole nappe, where the burial depth could exceed 2,500 metres. In the southern part of the Silesian nappe, where the overburden was never greater than about 500 m, only incipient recrystallization occurs, and the original morphology of coccoliths is well discernible.

The regular lamination of the Jasło limestone is frequently disturbed by deformational structures and by the presence of non-laminated layers, 1 mm to 10 cm thick. Clasts of Jasło limestone occur sporadically in the sandstone turbidites within and above the Jasło limestone horizon. The clasts, though usually plastically deformed, preserve their internal structure.

Trace fossil *Trichichnus* was found in one exposure in the Subsilesian unit. Very rare indeterminable bioglyphs were found on soles of turbidite sandstones in the Jasło limestone horizon. Indistinct bioglyphs were also found on the sole of a non-laminated limestone layer in two exposures (Pl. I: 1; Pl. VI: 2).

Fishes are very common in the limestone. The assemblage is dominated by small bathypelagic forms (Sternoptychidae and Myctophidae; cf. Jerzmańska, 1960). The fishes are exceptionally well preserved, with digestive tracts and luminous organs. Higher plant remains are numerous on layer-parallel parting surfaces of Jasło limestone. These are marine algae as well as leaves and even branches of terrestrial plants (including *Laurum*).

Numerous tests of planktonic foraminifers are scattered within the micrite nodules. Their preservation varies between the studied localities (Pl. VI: 2). No benthic foraminifers or other benthic animals were found. The foraminifers indicate the age close to the Rupelian/Chattian boundary (Olszewska, 1984),

while the tentative nannoplankton data suggest the zone NP 24 (Krhovský, 1981).

The Zagórz limestone is situated 6–150 m above the Jasło limestone, depending on the host facies. There is a very thin (up to about 2 cm of total thickness of limestone) intermediate limestone horizon between the two, but this is not discussed here.

The layers of Zagórz limestone are from a few millimetres to about 4 cm thick; their total thickness attains about 20 cm, and the whole horizon is up to 2 m thick (Fig. 4). A characteristic, thickest (about 4 cm) layer is present in most sections.

The limestone (Pl. VIII: 1) is light cream coloured, with indistinct laminae slightly differing in shade. There are also few thin (about 1 mm) sharply defined dark laminae.

The limestone is pure micrite, built of coccoliths. The coccoliths are usually more recrystallized than in the Jasło limestone (Pl. XI: 2). Small framboids and isolated crystals of pyrite are dispersed within the limestone. The lamination is due to subtle differences in their content. Very small fragments of organic debris occur sporadically. Besides coccoliths, no other fossils have been found in the Zagórz limestone. Clasts of the Zagórz limestone have been found in some sandstones beds in the limestone horizon. The clasts are plastically deformed with preserved internal structure, similarly as in the Jasło limestone.

Folusz limestone occurs in the shales of the Upper Krosno Beds, and is known from only one locality in the southernmost part of the Silesian nappe. The section is now only fragmentarily exposed, but it has been examined by S. Dżułyński and A. Ślącza before a flood destroyed the exposure in 1980. Weakly lithified coccolith chinks, laminated and non-laminated formed a bed about 1–1.5 m thick.

The structure of the laminated chalk resembles that of the Jasło limestone (Pl. VIII: 2), but the distinction between the dark partings and the calcite nodules is much less pronounced. Quartz silt and mica flakes are dispersed in the chalk. Calcareous nannofossils are perfectly preserved, with abundant complete coccospheres. Incipient calcite overgrowths are visible on many coccolith elements. Rare dolomite rhomboedres occur in the void space.

Tests of planktonic foraminifers are numerous and much better preserved than in the Jasło limestone. The tests are mostly void with euhedral calcite crystals growing from the test walls to the centre. Fishes are rarely seen in cross-sections. Some layers of chalk are burrowed, especially noteworthy is the presence of U-shaped burrows (A. Ślącza, personal information, 1988).

In the opinion of Ślącza (1977) these limestones are laterally equivalent to the Jasło limestone. The features described above are very distinct from those of the typical Jasło limestone, so it is described separately and under a different name. It is however likely that the Folusz limestone is a facies variety of the Jasło limestone. The answer should be provided by detailed study of nannofossils in both limestones.

CORRELATION OF LAMINAE

Lateral persistency of laminae has been studied in the correlated coccolith bands by visual comparison of polished sections and their photographs. The results of the correlation and their applications are described, beginning from the Jasło limestone, through the Zagórz limestone to the Tylawa limestones.

Jasło limestone. The laminae, although irregular and diffuse at close view, appeared exceptionally persistent laterally. The distinctive patterns of laminae, especially in the upper part, have been correlated between most sections of the Jasło limestone (Pl. V: 1; Pl. VI: 1; Fig. 5), over a distance up to 240 km along the structural strike, and across the boundaries of three major nappes.

The long-distance correlation of laminae provided opportunity for various sedimentological observations. When correlative laminae are studied in thin sections there appear marked differences in the preservation of foraminiferal tests (Pl. VI: 2) which provide base for bathymetrical reconstruction of the basin.

The bed-by-bed correlated sections of the Jasło limestone horizon permitted the author to trace lateral changes in turbidites accompanying the limestone (Haczewski, 1981). By the use of the laminae correlation, the correlation of the turbidites could be extended to one hundred kilometres.

Deformations of laminae, which occur frequently in the Jasło limestone appeared to be topped by the same laminae over great areas, even in different parts of the basin, now represented in separate nappes. The strongest deformed intervals, with traces of lateral transport of detached clasts, are topped with thin layer of non-laminated micrite, either homogenous or grading in shade from darker at bottom to white at top (pelagic turbidite).

Correlation of laminae revealed that the deformed intervals are covered with the same undisturbed laminae over great distances (Fig. 18), an indication of simultaneous deformation events over vast areas of the basin floor. These deformational events are inferred to be strong seismic events. Three disturbed intervals (*S-1a*, *S-1b*, *S-2*) recognized in the Jasło limestone correspond to three earthquakes, the first two occurred so closely one after another that over much part of the area their effects are indistinguishable. The sedimentary effects of the seismic events observed in the Jasło limestone include deformation of laminae, slumps, erosional hiatuses, siliciclastic turbidites, and pelagic turbidites.

Zagórz limestone. Detailed correlations have shown that some laminae disappear within few tens of kilometres laterally, while some others are persistent in all sections in the Polish Carpathians. Those persistent elements of lamination within the thickest, 4 cm layer (Pl. VIII: 1), occur also in the thickest, 3.5 cm layer of the Zagórz limestone 600 km apart, in the southern part of the Vinețișu section in Roumania (Haczewski 1984). This is perhaps the greatest distance of lamina-to-lamina correlation in rock record.

Tylawa limestone. The laminae correlated between two sections distant by 750 m (Pl. IV) have shown perfect continuity, while accompanying shales and marls are very strongly variable at this distance.

The distinctive criteria described above and the correlation of laminae provided practical means for verification of the existing correlations of the limestone horizons. In the Roumanian Carpathians, all limestones studied by the author (Fig. 27) revealed features characteristic of the Tylawa limestones, except for the two highest horizon in the Vinețișu stream section, where the Jasło and Zagórz limestone horizons have been identified, the latter also by the correlation of laminae. The Jasło limestone in Vinețișu is strongly dolomitized and contains no foraminifers.

DEPOSITION AND DIAGENESIS

The coccolith limestone bands described in this paper represent a type of sediments described from many, mainly organic-rich, sediments of various age. The origin of such bands has been not unequivocally explained.

The Jasło limestone is a product of exceptionally rapid pelagic deposition of calcareous nannoplankton remains as is shown by its purity, and lateral continuity of the laminae. The white laminae record successive blooms of coccolithophores in surface waters. The coccolithophore blooms were most probably, but not necessarily, annual events. The timing of a bloom, its duration, intensity and the role played by participant taxa, are controlled by a complex interplay of climatic, biologic, and oceanographic factors including: seasonal temperature profile, timing of spring warming, overwintering stock of zooplankton, patterns of water circulation and nutrient distribution (*cf.* Colebrook, 1979). As a result there may occur more than one bloom during a year or a bloom may not occur at all, or an occurring bloom may remain unrecorded in sediment. The rate of three white laminae per millimetre in compacted and lithified Jasło limestone agrees reasonably well with the 0.4 mm/year accumulation rate of modern laminated coccolith ooze in the deep Black Sea (Degens *et al.*, 1978). The laminae counts in the Black Sea partly disagree with radiocarbon datings. This discrepancy is attributed to the presence of dead organic matter by Degens *et al.* (1978). However the not-exactly-annual nature of the laminae is suggested here as an alternative explanation.

An average white lamina of the Jasło limestone is equivalent to a pure calcite layer about 0.25 mm thick. This implies coccolith CaCO_3 accumulation rate of 675 g/m^2 during one bloom. The maximum concentration of coccolithophores observed in offshore area of modern seas corresponded to 40 g/m^2 of coccolith CaCO_3 in the uppermost 60 m of the water column, and a conservative estimate for the mean concentration in the whole bloom area was 10 g/m^2 of coccolith CaCO_3 (Holligan *et al.*, 1983). With a turnover rate of two days the bloom of the mean concentration cited above would have to last for 135 days to produce a typical lamina of the Jasło limestone. In the Black Sea the intense coccolithophore blooms last five months (Hay *et al.*, 1986).

Massive blooms of coccolithophores are not themselves sufficient for the deposition of laminated coccolith ooze. Individually sinking coccoliths would take many years getting to a bottom one kilometre deep, a time sufficient for their complete mixing, drifting away, and complete dissolution. The deposition of coccoliths takes place largely, if not mainly, in faecal pellets of zooplankton, mainly copepods (Roth *et al.*, 1976; Honjo, 1976). "Marine snow" also contributes to their deposition. Cold and anoxic deep waters strongly enhance the effectiveness of the faecal pellet transport in water column (Turner, 1979). The size and shape of micritic micronodules in the Jasło limestone correspond well with their inferred origin as faecal pellets (*cf.* Hattin, 1975). The copepods themselves are usually not preserved in rock record. It is the coccolith limestone which may be considered as a copepod-produced trace fossil, the sedimentary record of their vital activity.

The pyrite framboids could originate from the mass mortality of photosynthetic sulphur bacteria, living near the top of anoxic waters, at depths up to 1,000 m (*cf.* Dickman & Artuz, 1978).

The original depositional structure of the Jasło limestone seems only slightly modified by compaction and pressure-solution. Freshly deposited coccolith ooze was much more cohesive than the clastic sediments which accompany it. This is visible in erosional bedforms (Pl. VII: 1) and in clasts of coccolith ooze, which were plastically deformed (Pl. I: 2) and abraded during transport, but preserved their integrity and internal structure. A slight compaction is indicated by the flattening of fish remains and the bending of limestone laminae around them. Correlation of laminae in specimens which were at burial depth differing several times, and show correspondingly different degree of diagenetic recrystallization, do not show observable differences in the thicknesses of correlative intervals. This indicates that the lithification was relatively early, and the post-lithification reduction in thickness is negligible. The dark partings surrounding the micrite nodules are in all important aspects but the scale analogous to the solution seams described from the English Chalk by Kennedy & Garrison (1975). Though clastic dikes are very common in the Menilite-Krosno series, none was observed to cut through the coccolith limestones.

Large cohesion of laminated biogenic sediments is attributed to the binding role of mat-forming microorganisms, such as cyanobacteria or bacteria (Williams & Reimers, 1983). Filaments resembling those inferred to come from fossil mat-forming microorganisms occur in Jasło limestone in the Cyłowa stream (Pl. XV: 1). In the author's opinion these and some other forms illustrated in literature as fossils are in fact modern dwellers of rock pore space. Filaments of clearly biogenic mats are closely incorporated into the structure of the rock (Pl. XV: 2).

The mass occurrence of coccoliths, accompanied by globigerinids, indicate that the surface waters were warm, of normal salinity and had low concen-

tration of nutrients (*cf.* Berger, 1976). Large supply of nutrients to the basin is indicated by abundant organic remains in the Menilite-Krosno series (fine plant debris, wood fragments, abundant pollen and spores, authigenic coals).

Short residence time of nutrients in the euphotic layer, due to their consumption by coccolithophores, rapid grazing by zooplankton and export to deep water, maintained their low concentration (Fig. 28). The effective trapping of nutrients in the deep waters required a stable water column.

The abundant bathypelagic fishes indicate that the basin was deep, with well aerated waters to the depth of at least 500 metres (Jerzmańska, 1960). The lack of benthic fauna and their traces, the undisturbed lamination, the perfect preservation of fish bodies and plant debris, all indicate that the bottom waters were poor in oxygen or anoxic.

The stratification of the water column into oxic and anoxic layers was due to temperature rather than salinity gradient. Normal salinity of surface waters is firmly indicated by the diversified assemblage of planktonic foraminifers (*cf.* Olszewska, 1984). Cold bottom waters are consistent with the good preservation of organic debris and the lack of benthos. The only trace fossil found, *Trichichnus*, is characteristic of areas with bottom waters poor in oxygen.

The fine clastic admixture along the southern margin of the Silesian unit reflects the vicinity of a fine clastic feeder—a margin of a clastic shelf or a shoreline. Similar contamination is observed in the modern coccolith ooze along the aprons of the Black Sea abyssal plains (Sarajew *et al.*, 1986).

Accepting the seasonal nature of the laminae in the Jasło limestone, the duration of its deposition may be estimated at 750–1,000 years. The precise mechanism of the formation of the temporary nutrient trap is not clear.

The sedimentary basin was a narrow (not more than 250 km) seaway, extending to the west through the basin of the Bavarian Molasse towards the Atlantic (*cf.* Doebel *et al.*, 1976; Ziegler, 1982). Its branch ran through the Upper Rhein Graben, Mainz Basin, the North Sea, towards the northernmost Atlantic Ocean. To the southeast the basin continued along the present Carpathian foreland to the Caucasian region. Oligocene sediments of this basin are commonly euxinic, organic-rich (Vetö, 1987; Ştefanescu *et al.*, 1979). Coccolith limestone bands are known in the Maikop series of the Caucasian area (Voronina & Popov, 1984b) and in the Pannonian Basin (Nagyvarosy, 1983).

The nutrient trap could be installed by an influx of cold Arctic waters from the north. Laminated bands of coccolith limestone are known from the Rupelian of the Rhein Graben and Bavarian Molasse (Müller & Blaschke, 1971). After about one thousand years deposition of laminated coccolith ooze the thermocline began to rise slowly (*cf.* Deuser, 1974), the mixing events became stronger and the durations and intensities of the coccolithophore blooms dwindled in response to the decreasing efficiency of the nutrient trap. This is reflected in the upwards gradual transition of the Jasło limestone into organic-rich sediment with coccolith laminae.

The deposition of Tylawa limestone was slower, as is shown by its thinner

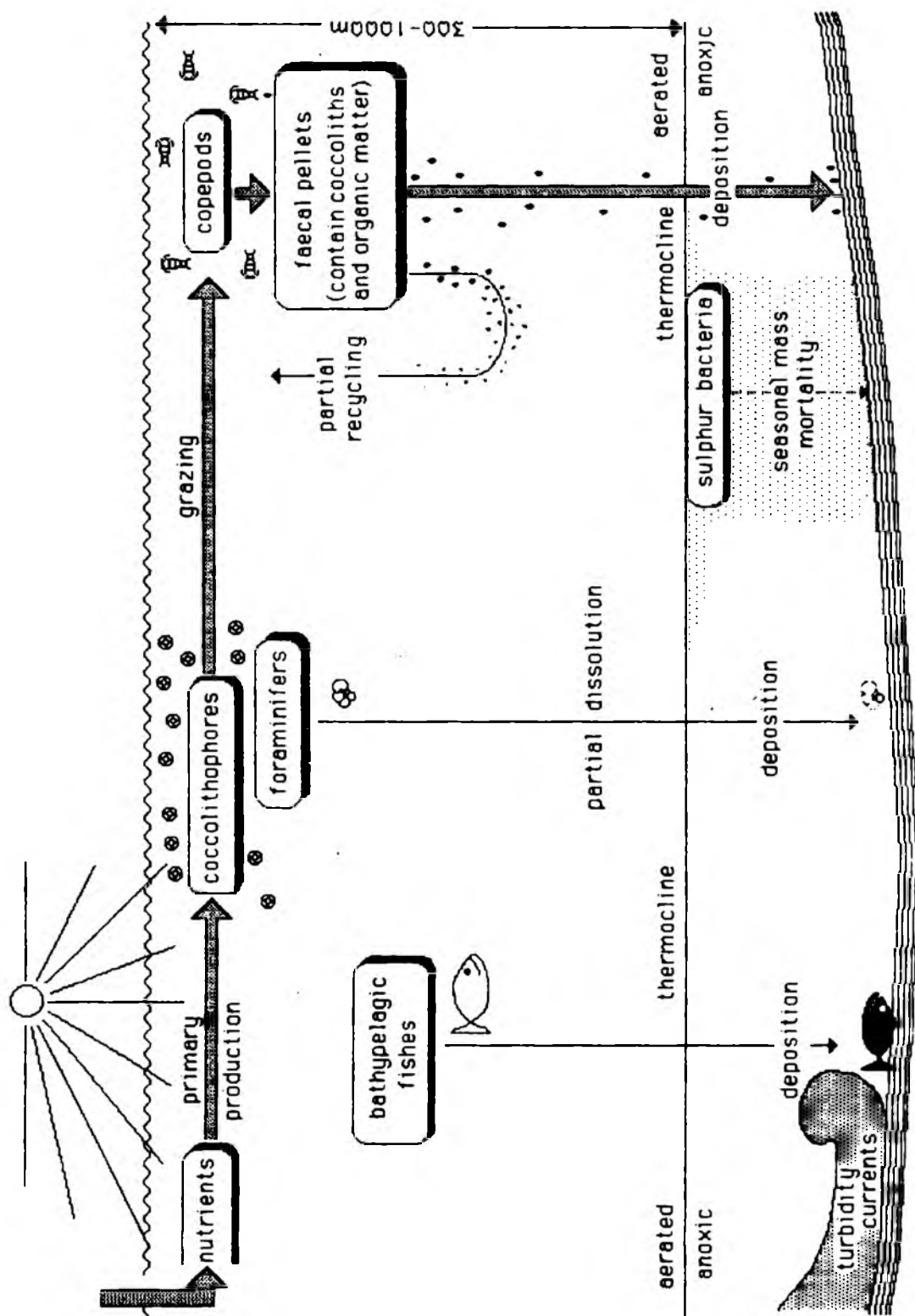


Fig. 28. Palaeoceanographic scenario of Jasło limestone deposition, emphasizing the path of nutrients (dashed arrows)

laminae. The blooms were shorter and less intense, so that there was enough time between the successive blooms for the deposition of a continuous black lamina. The micronodular structure of the micritic laminae indicates that the zooplankton faecal pellets mediated the coccolith deposition. The lack of foraminifers and the mass blooms of *Reticulofenestra ornata* suggest lowered salinity of the surface waters.

The fish assemblage is interpreted as indicative of simultaneous shallowing of the whole basin to the depths of 200–300 m (Jerzmańska & Kotlarczyk, 1968, 1983). This is difficult to explain in the view of the strong denivelations in the basin relief and the lack of evidence of emergence in any part of the basin. As an alternative explanation it is suggested that salinity stratification, with anoxic lower layer, eliminated the bathypelagic fishes. The nutrient trap so created became a few (up to four) times effective enough for the deposition of the coccolith limestone bands.

The Zagórz limestone was deposited at least as rapidly as the Jasło limestone, as is indicated by its purity. The lack of planktonic foraminifers may be due to the lowered salinity of the surface waters. The lack of seasonal lamination and any traces of benthos as well as of organically preserved fossils (fishes, plants) may be accounted for by the presence of a strong pycnocline, where the settling down organic debris remained long enough for its complete bacterial remineralization. Disintegration of faecal pellets during their slowed descent through the pycnocline would result in the lack of seasonal lamination, and the anoxic conditions near the bottom would eliminate benthic life. The salinity decrease in the surface waters could be due to temporary eustatic fall of sea level.

The Folusz limestone was deposited in conditions oscillating from anoxic to poor in oxygen in the bottom waters. Abundant planktonic foraminifers indicate normal salinity of the surface waters. Sedimentary features of the Folusz limestone permit one to regard it as an equivalent of the Jasło limestone, deposited at shallower depth, in the zone of transition from anoxic to oxygen poor waters.

A detailed study of the environmental events recorded in the whole Paratethys is required for the better understanding of the evolution of this extinct basin, having no modern analogue.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza – Plate I

- 1 – Najgrubsza warstwa wapienia jasielskiego w Sobniowie. W spągu turbidyt pelagiczny interwału zaburzonego S-2 z hieroglifami interpretowanymi jako ślady organizmów przyniesionych przez prąd zawieszinowy
Thickest layer of Jasło limestone at Sobniów. At base pelagic turbidite, with hieroglyphs interpreted as traces of organisms brought in by turbidity current

- 2 – Kanał erozyjny w poziomie wapienia jasielskiego w Bukowcu nad Solinką. W wypełnieniu kanału plastycznie zdeformowane klasty wapienia
Erosional channel in Jasło limestone horizon at Bukowiec on Solinka R. Plastically deformed limestone clasts are present in channel fill

Plansza – Plate II

- 1 – Laminacja wapienia tylawskiego. Rudawka Rymanowska, najwyższa warstwa wapienia pokazana na Fig. 2
Lamination in Tylawa limestone. Rudawka Rymanowska, highest limestone layer shown in Fig. 2
- 2 – Laminacja wapienia tylawskiego. Synewódzko Wyżnie koło Skolego
Lamination in Tylawa limestone. Synewódzko Wyżnie near Skole, Ukrainian Carpathians
- 3 – Laminowany rogowiec będący przypuszczalnie zsylikowanym wapieniem tylawskim. Biecz.
Widoczny fragment przekroju ryby
Laminated chert, probably silicified Tylawa limestone. Biecz. Note a fragment of cross-section of fish

Plansza – Plate III

- 1 – Mikrogruźłowa laminacja wapienia tylawskiego. Tylawa
Micronodular lamination in Tylawa limestone. Tylawa
- 2 – Sylikacja (jasne pola) w wapieniu tylawskim z profilu potoku Vinețișu w Karpatach rumuńskich. Widoczna penetracja krzemionki wewnątrz lamin mikrytowych
Silification (light fields) in Tylawa limestone in Vinețișu stream section in Roumanian Carpathians. Note penetration of silica inside micritic laminae

Plansza – Plate IV

Korelacja lamin w wapieniu tylawskim między stanowiskami *A* i *E* (Fig. 19) w Rudawce Rymanowskiej
Correlation of laminae in Tylawa limestone between sites *A* and *E* (Fig. 19) in Rudawka Rymanowska

Plansza – Plate V

- 1 – Korelacja lamin w górnej części wapienia jasielskiego. Literami (*a–d*) oznaczono charakterystyczne grupy lamin opisane w tekście
Correlation of laminae in upper part of Jasło limestone. Distinctive groups of laminae, described in text, are marked with letters (*a–d*)
- 2 – Osuwisko przykryte turbidytem pelagicznym. Interwał zaburzony *S-2* w wapieniu jasielskim. Wujskie
Slump covered with pelagic turbidite. Disturbed interval *S-2* in Jasło limestone. Wujskie
- 3 – Falista deformacja lamin w interwale zaburzonym *S-2* w wapieniu jasielskim. W stropie turbidyt silicyklastyczny, w spągu turbidyt pelagiczny interwału zaburzonego *S-1*. Stara Bircza
Wavy deformation of laminae in disturbed interval *S-2* in Jasło limestone. Siliciclastic turbidite at top, pelagic turbidite at base, belonging to disturbed interval *S-1*. Stara Bircza

Plansza – Plate VI

- 1 – Skorelowane laminy wapienia jasielskiego w płytkach cienkich. Widoczne różnice w liczbie i wielkości skorupki otwornic
Correlative laminae of Jasło limestone in thin sections. Note differences in frequency and size of foraminiferal tests

- 2 – Różnice w stopniu zachowania skorupek otwornic w skorelowanych laminach wapienia jasielskiego, interpretowane jako wynik różnej głębokości depozycji w poszczególnych stanowiskach
 Different preservation of foraminiferal tests in correlative laminae of Jasło limestone, attributed to different depths of deposition at respective localities

Plansza – Plate VII

- 1 – Nierówna powierzchnia erozji wapienia jasielskiego w stropie turbidyty silicyklastycznego w interwale zaburzonym S-2 w Sobniowie
 Uneven erosional surface of Jasło limestone in disturbed interval S-2 at Sobniów
- 2 – Turbidyt pelagiczny w poziomie zaburzonym S-2 w wapieniu jasielskim w Sobniowie
 Pelagic turbidite in disturbed interval S-2 in Jasło limestone at Sobniów

Plansza – Plate VIII

- 1 – Korelacja najgrubszej warstwy wapienia z Zagórza z Karpat polskich i rumuńskich. Skorelowane elementy laminacji: *a* – para czarnych lamin, *b* – powierzchnia oddzielności, *c* – gruba lamina biała
 Correlation of thickest layer of Zagórz limestone in Polish and Roumanian Carpathians. Correlated elements of lamination: *a* – pair of black laminae, *b* – parting surface, *c* – thick white lamina
- 2 – Laminacja w wapieniu z Folusza
 Lamination in Folsz limestone
- 3 – Skorupki otwornic w wapieniu z Folusza. Stopień zachowania znacznie lepszy niż w wapieniu jasielskim
 Foraminiferal tests in Folsz limestone. Preservation much better than in Jasło limestone

Plansza – Plate IX

- 1 – Wapień jasielski z Sobniowa. Zaawansowane stadium diagenety kokkolitów
 Jasło limestone from Sobniów. Advanced stage of coccolith diagenesis
- 2 – Wapień jasielski z Sękowej z zachowanymi całymi kokkosferami. Diagenety kokkolitów mniej zaawansowana w związku z mniejszą głębokością pogrzebania
 Jasło limestone from Sękowa, with complete coccospheres preserved. Coccolith diagenesis less advanced due to lower depth of burial

Plansza – Plate X

- 1 – Wapień jasielski z Vinețișu. Słabo zachowane pozostałości kokkolitów
 Jasło limestone from Vinețișu. Poorly preserved remnants of coccoliths
- 2 – Wapień jasielski z Vinețișu. Kryształy wtórnego dolomitu
 Jasło limestone from Vinețișu. Crystals of replacement dolomite
- 3 – Ciemna lamina w wapieniu jasielskim z Sobniowa. Widoczne minerały ilaste i kryształy pirytu
 Dark lamina in Jasło limestone from Sobniów. Note clay minerals and pyrite crystals
- 4 – Wapień jasielski z Mrzyglodu. Silna diagenetyczna rekrytalizacja związana z głębokim pogrzebaniem
 Jasło limestone from Mrzyglód. Strong diagenetic recrystallization related to deep burial

Plansza – Plate XI

- 1 – Wapień tylawski. Rudawka Rymanowska
 Tylawa limestone. Rudawka Rymanowska

- 2 – Wapień z Zagórza. Zagórz
Zagórz limestone. Zagórz
- 3 – Wapień grubo laminowany z margli dynowskich w Gwoźdźcu. Kokkolity mniej liczne niż w wapieniach pelagicznych
Crudely laminated limestone from "Dynów marls" in Gwoździec. Coccoliths less numerous than in pelagic limestones

Plansza – Plate XII

- 1 – Wapień z Folusza. Liczne kokkolity różnych gatunków. Nieliczne krzysztály diagenetycznego dolomitu (strzałka)
Folusz limestone. Abundant coccoliths of various species. Few diagenetic crystals of dolomite (arrow)
- 2 – Przełamana skorupka otwornicy planktonicznej w wapieniu z Folusza. Widoczne kryształy kalcytu narastające od ścian do nie wypełnionych komór
Broken foraminiferal test in Folusz limestone. Note calcite crystals growing from walls into void chambers

Plansza – Plate XIII

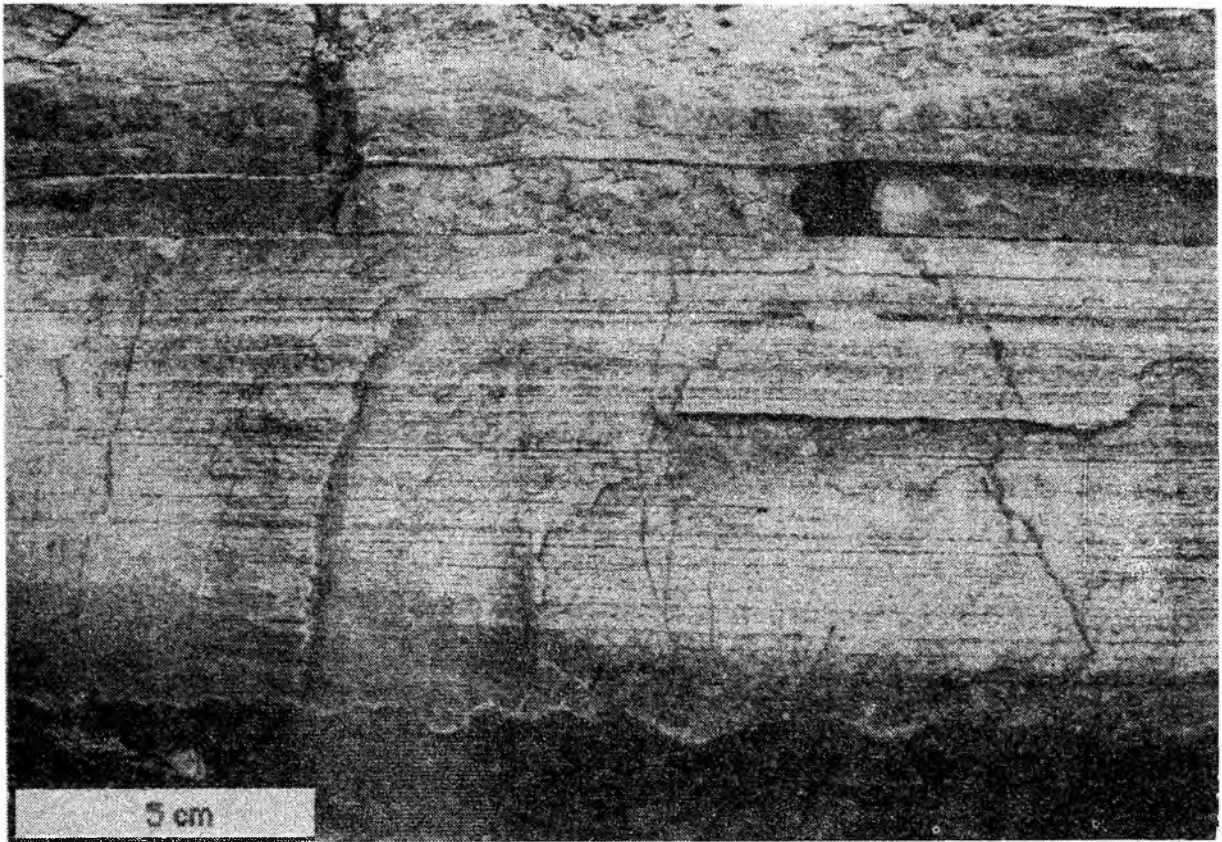
- 1 – Fragment rośliny w wapieniu jasielskim z Sobniowa
Plant fragment in Jasło limestone from Sobniów
- 2 – Powiększony fragment Pl. XIII: 1. Na kokkolitach widoczne ślady korozji bakteryjnej w postaci jamek
Enlarged fragment of Pl. XIII: 1. Note coccoliths pitted by bacterial corrosion

Plansza – Plate XIV

- 1 – Kokkolity z bezpośredniej bliskości okazu ryby, ze śladami korozji bakteryjnej. Wapień jasielski ze Strachociny koło Sanoka
Coccoliths from direct vicinity of fish remains, pitted by bacterial corrosion. Jasło limestone from Strachocina near Sanok
- 2 – Bakterie na okazie ryby. Wapień jasielski z Sobniowa
Bacteria on fish remains. Jasło limestone from Sobniów

Plansza – Plate XV

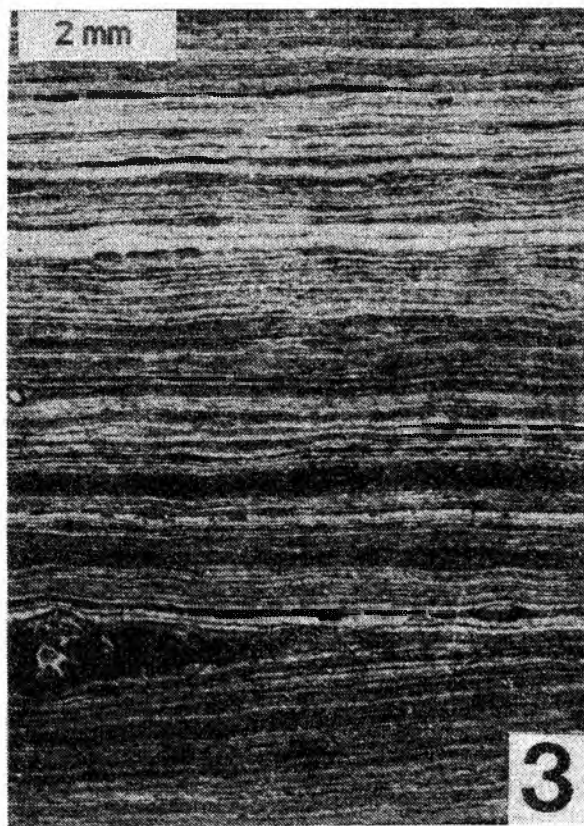
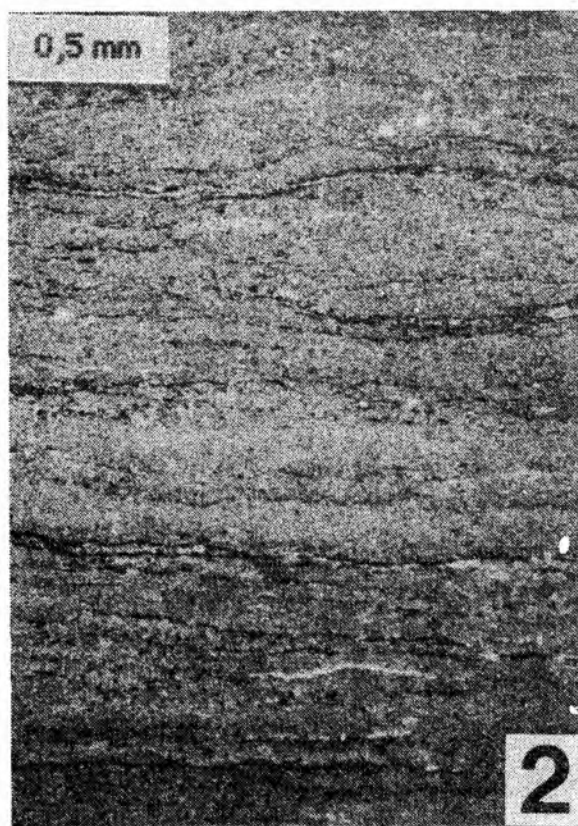
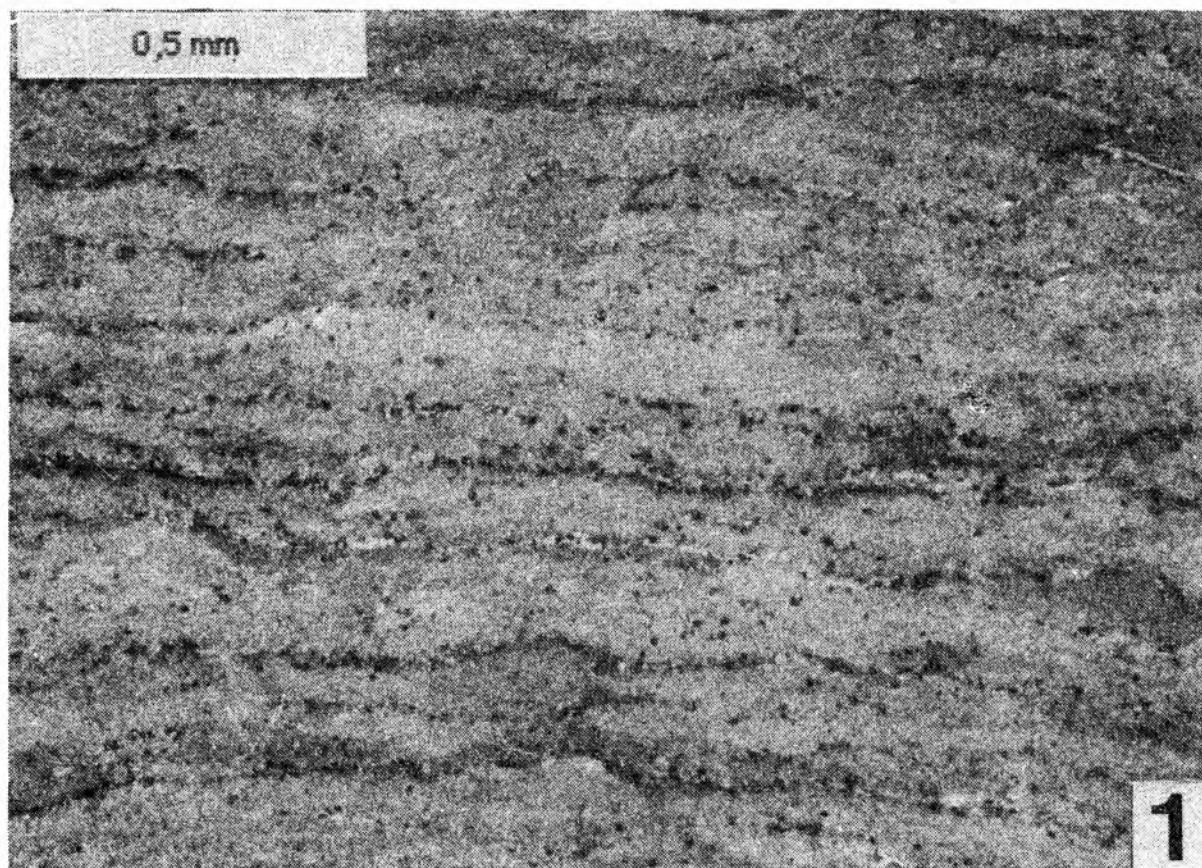
- 1 – Włókno w wapieniu jasielskim z potoku Cyłowa, interpretowane jako pozostałość współczesnego mikroorganizmu żyjącego w przestrzeni porowej wapienia
Filament in Jasło limestone from Cyłowa stream, interpreted as a remnant of modern microorganism living in pore space of limestone
- 2 – Włókna w dolnomiocenim wapieniu laminowanym, interpretowane jako resztki organizmów matotwórczych. Vispești w Karpatach rumuńskich
Filaments in Lower Miocene laminated limestone, interpreted as remnants of mat-forming organisms. Vispești in Roumanian Carpathians

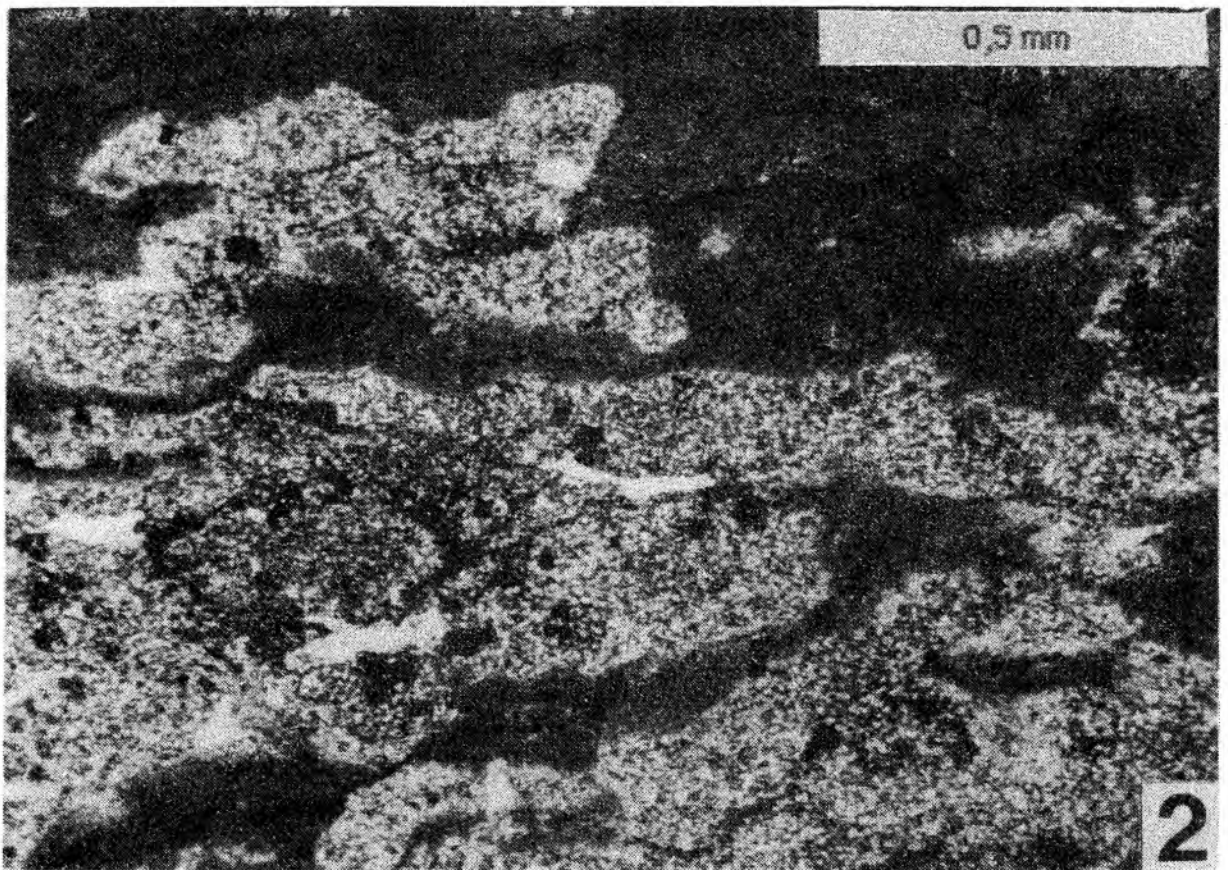
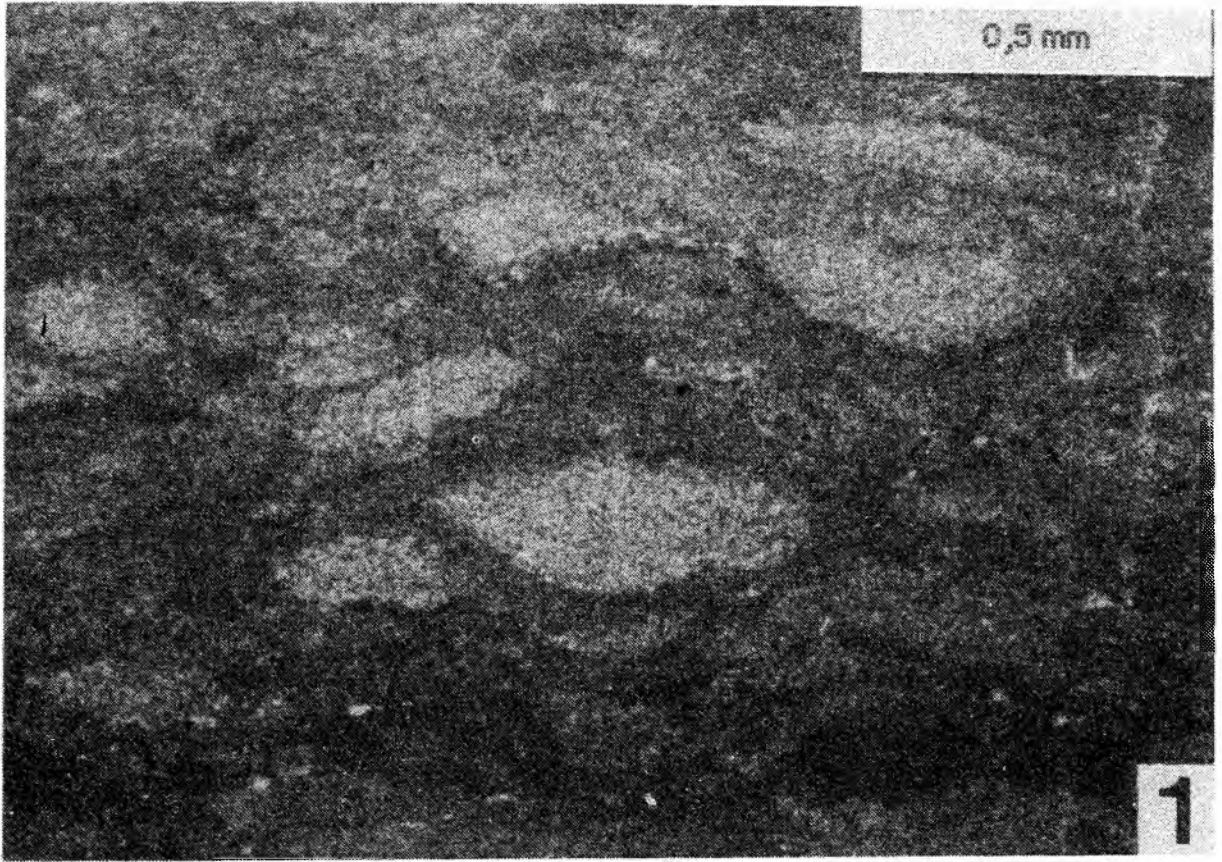


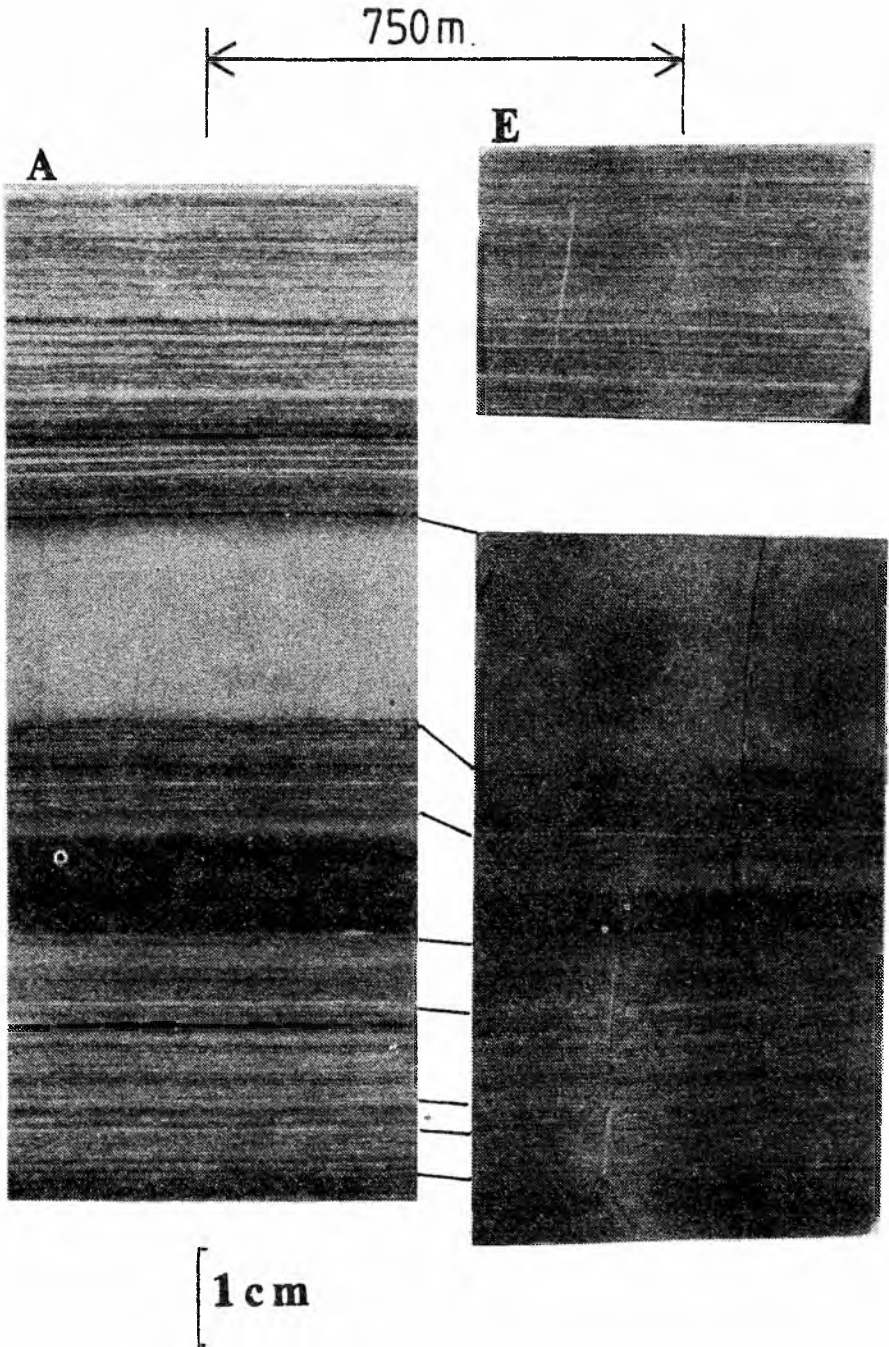
1

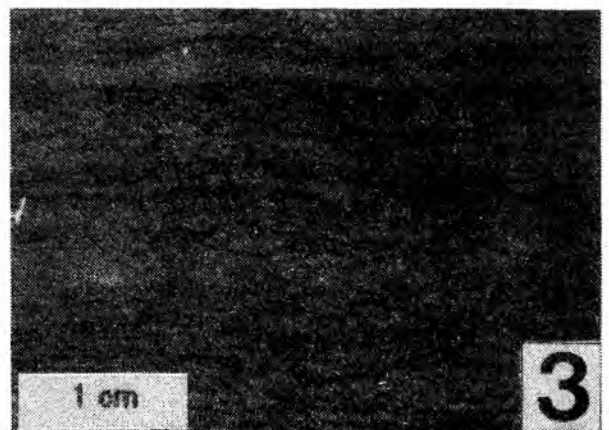
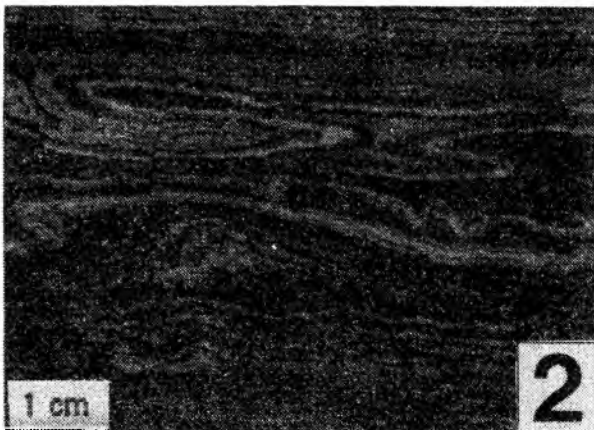
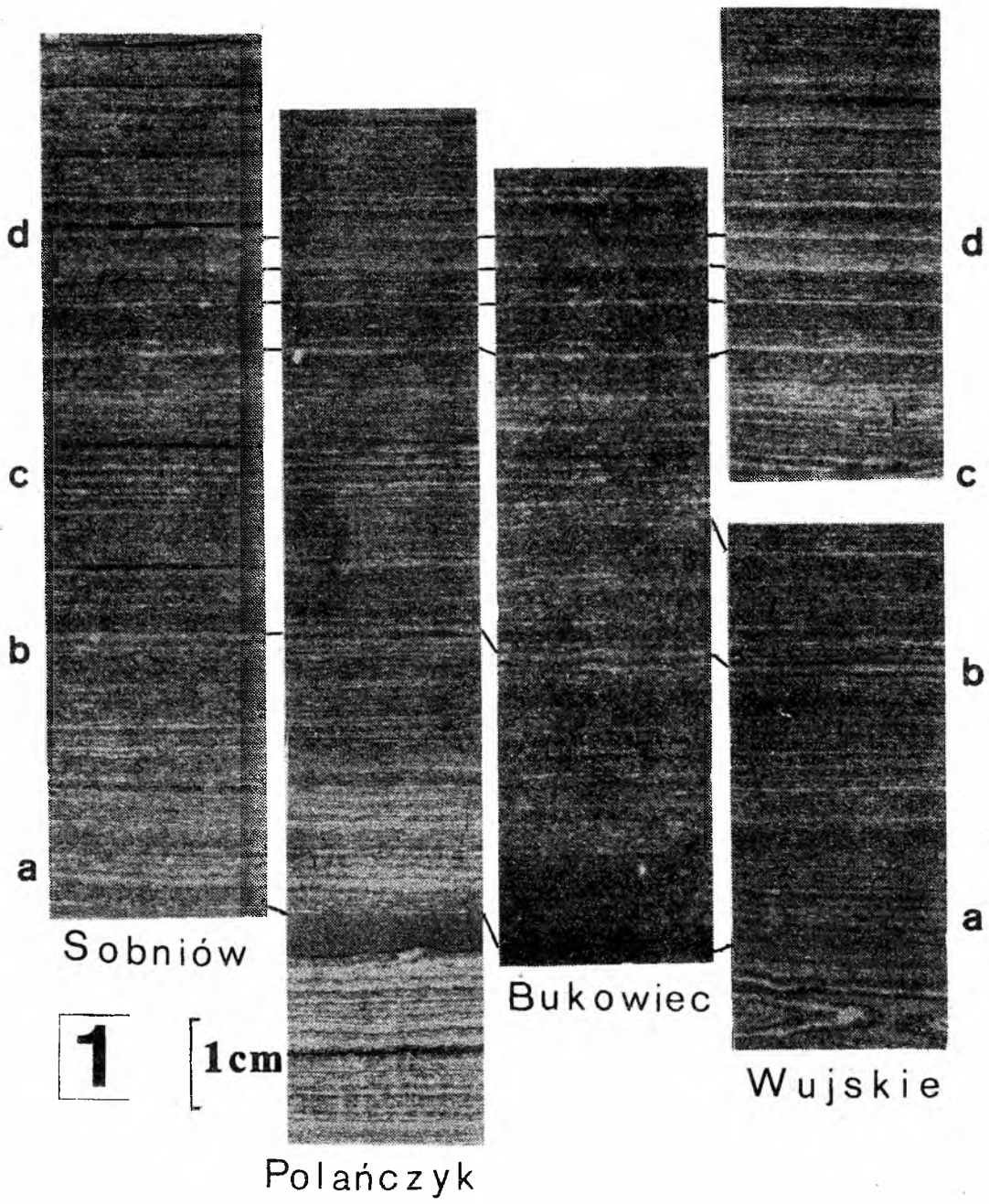


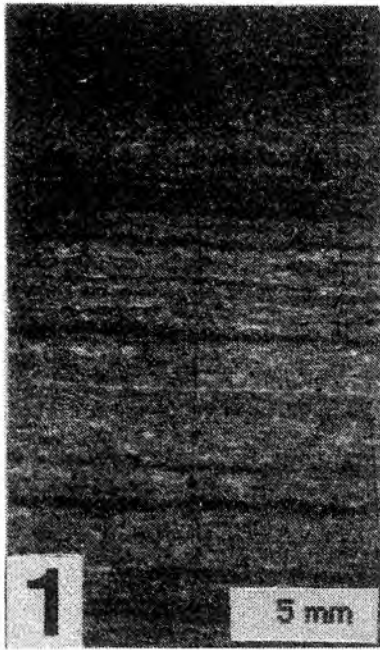
2



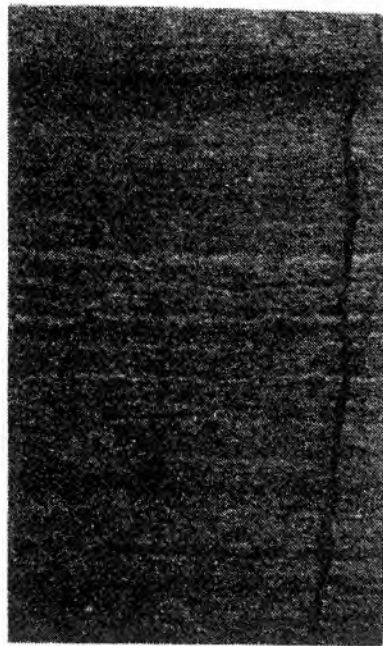




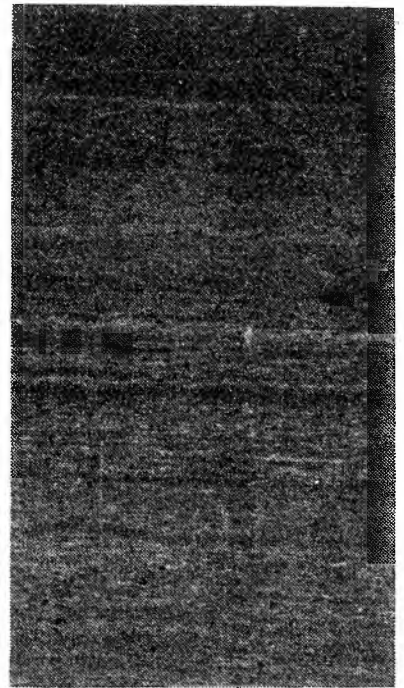




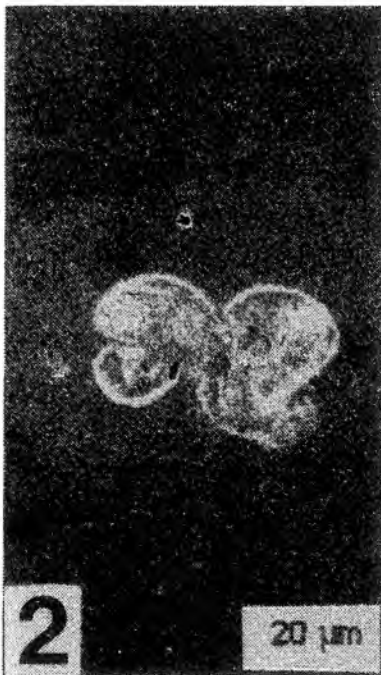
Bukowiec



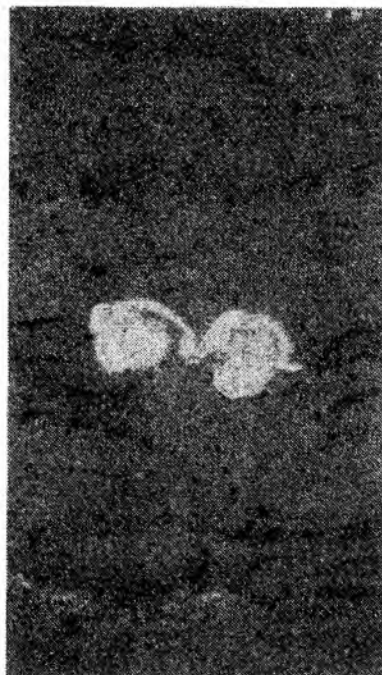
Sobniów



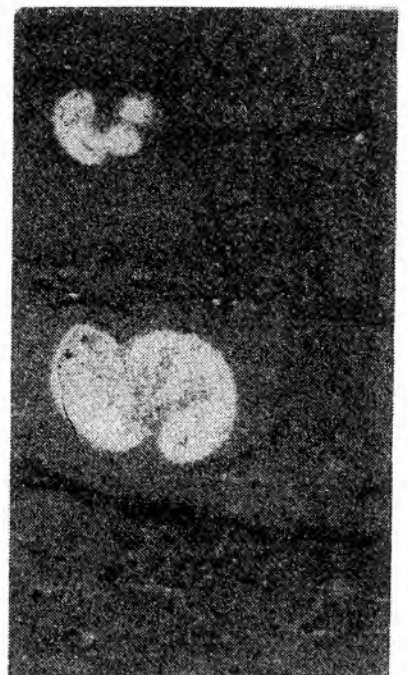
Wujskie



Serednica



Sobniów



Wujskie

