

PETROGRAFIA UTWORÓW GÓRNEGO DEWONU Z GOŁOGLÓW I ŁĄCZNEJ (DEWON KŁODZKI, SUDETY)

Petrography of Upper Devonian sedimentary rocks in Gologłowy
and Łączna (the Kłodzko Devonian Formation), the Sudetes Mts

Włodzimierz ŁAPOT

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Wydziału Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

SPIS TREŚCI

| | |
|---|-----|
| Streszczenie | 155 |
| Wstęp | 156 |
| Sytuacja geologiczna i charakterystyka litologiczna | 157 |
| Charakterystyka petrograficzna | 163 |
| Skąły okrucowe | 164 |
| Zlepieńce | 164 |
| Piaskowce i mułowce | 168 |
| Diogeneza | 171 |
| Skąły węglanowe | 174 |
| Budowa i klasyfikacja | 174 |
| Skład chemiczny | 178 |
| Diogeneza | 179 |
| Pochodzenie materiału osadowego | 181 |
| Podsumowanie | 183 |
| Literatura | 184 |
| Summary | 187 |

STRESZCZENIE. Wystąpienia osadów górnego dewonu w Gologłowach i Łącznej stanowią środkowy odcinek pasma niewielkich wychodni dewonu kłodzkiego, rozmieszczonych wzdłuż zachodniej i południowo-zachodniej krawędzi struktury bardzkiej. Pokrywa dewońska leży na skałach krystalicznych Sudetów Środkowych i tworzy odrębny cykl sedymentacyjny, nie powiązany z utworami dewonu i karbonu struktury bardzkiej.

Cykl ten obejmuje dwa wyraźnie różniące się zespoły litologiczne: zespół skał okrucowych oraz zespół skał węglanowych. Zespół skał okrucowych złożony jest z drobno- i średnioziarnistych petromiktycznych parazlepieńców o jednofazowym, krustyfikacyjnym, kalcytowym cementie sparytowym typu porowego, przelawionych piaskowcami typu subszarogłazów o składzie arenitów litycznych z jednofazowym, sparytowym i mikrosparytowym cementem bazalnym. Głównymi składnikami tych skał są fragmenty skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego oraz występujące w mniejszej liczbie, przeważnie w roli tła, resedymentowane fragmenty prawie równowiekowych skał węglanowych górnego dewonu. Zalega-

jący powyżej zespół skał węglanowych złożony jest z wapieni bulastych, gruzłowych i gruzłowatych. Wapienie bulaste stanowią ogniwo przejściowe pomiędzy skałami okrucowymi i węglanowymi, gdyż obok głównego ich składnika, jakimi są zróżnicowane mikrofacjalnie buły węglanowe o cechach „ponadnormatywnych” intraklastów, relatywnie obficie występują jeszcze fragmenty skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego. Sekwencję o największej miąższości w zespole skał węglanowych tworzą wapienie gruzłowe i gruzłowate, które są przekształconymi diagenetycznie, zróżnicowanymi facjalnie wakami wapiennymi.

Transgresja morza górnodewońskiego w okolicy Kłodzka rozwijała się w warunkach niepokoju tektonicznego, przy umiarkowanie intensywne ruchach blokowych obszarów ramowych i części podłoża basenu sedymentacyjnego. Ruchy te odegrały największą rolę w początkowej fazie transgresji (dolne poziomy fałdu) oraz w końcowym okresie tworzenia się pokrywy dewonu kłodzkiego (na przelomie fałdu i turneju).

WSTĘP

Autochtoniczna formacja dewonu kłodzkiego budzi nieustające zainteresowanie geologów z uwagi na jej znaczenie dla ustalenia ewolucji geologicznej Sudetów Środkowych. Wystąpienia osadów górnego dewonu kłodzkiego tworzą ciąg niewielkich wychodni, które rozmieszczone są wzdłuż zachodniej i południowo-zachodniej krawędzi struktury bardzkiej (fig. 1).

Utwory dewońskie rozpoznane w okolicy Gołogłówn i Łącznej stanowią środkowy odcinek tego pasma wychodni. Dotychczas rozpatrywano je głównie z punktu widzenia stratygrafii i tektoniki (Bederke 1924, 1929; Oberc 1957, 1972; Freyer 1968; Chorowska 1974, 1979; Wojciechowska 1979).

Niniejsze opracowanie stanowi część szerzej

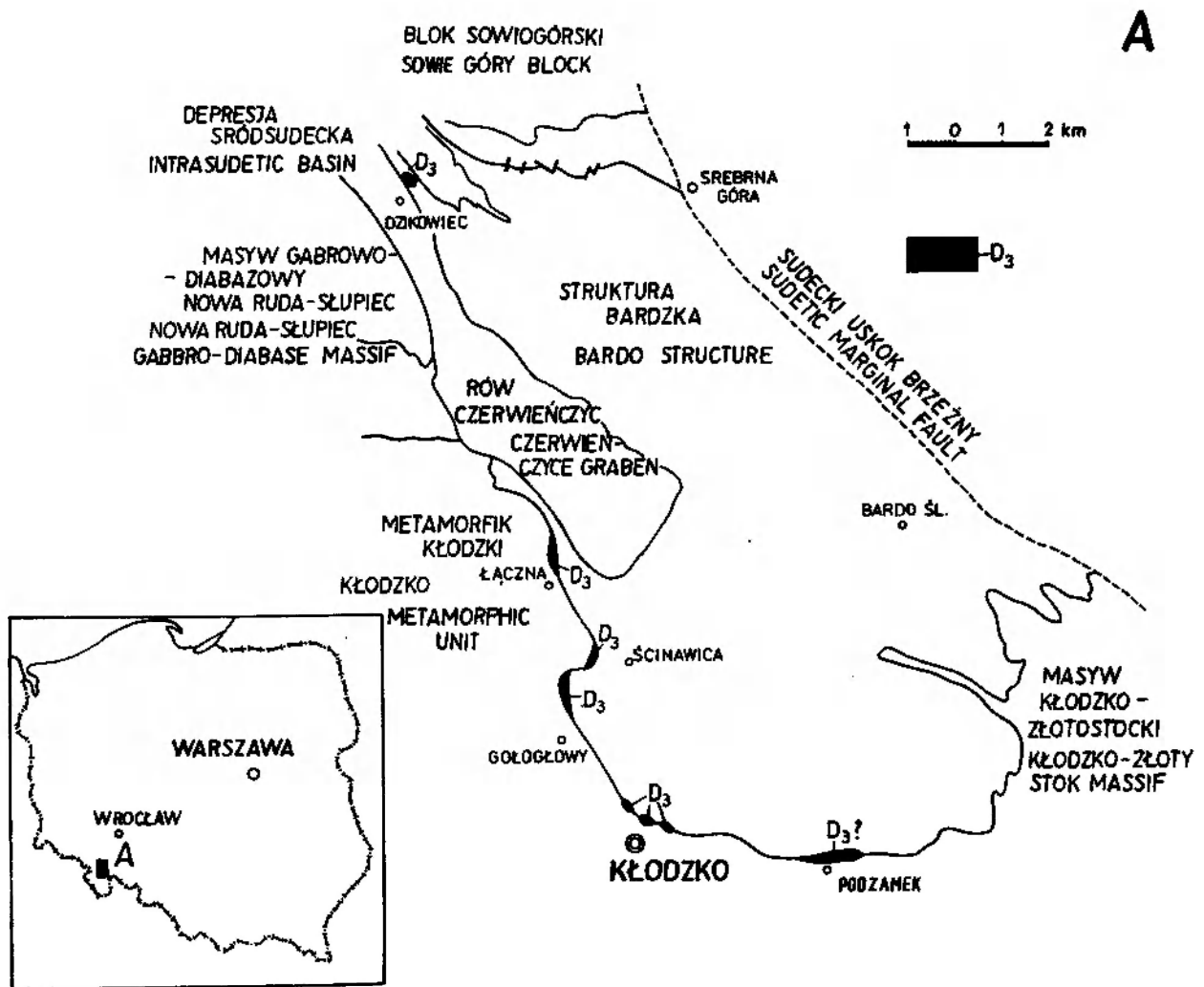


Fig. 1. Sytuacja geologiczna dewonu kłodzkiego wśród jednostek geologicznych Sudetów Środkowych. D₃ – wychodnie dewonu kłodzkiego

Position of the Kłodzko Devon Formation among the geological units of the Central Sudety Mts. D₃ – outcrops of the Kłodzko Devon Formation

zaplanowanych prac badawczych poświęconych opracowaniu petrograficznemu utworów dewonu kłodzkiego.

Dotychczas zbadano utwory odsłaniające się w nieczynnych kamieniołomach znajdujących się w okolicy Gołogłówn i Łącznej (fig. 1). Nieczynny kamieniołom z Łącznej położony jest około

0,5 km na NE od centrum tej miejscowości. Jest to niewielki łom wydłużony południkowo, rozciągający się wzdłuż wschodniej krawędzi niewielkiego wzniesienia, z występującymi nieopodal skałkami zbudowanymi również z utworów dewonu. Jego ściany są silnie porośnięte roślinnością i zapełnione rumoszem skalnym. Jedynie w niewielu

miejscach są nieco odsłonięte. Zaniechany łom w Gołogłowach, dostarczający dawniej surowca do znajdującego się nie opodal wapiennika, położony jest około 0,75 km na N od wschodnich krańców

tej miejscowości. Utwory górnego dewonu dobrze się odsłaniają w zachodniej i północnej ścianie tego południkowo wydłużonego łomu, o dnie obficie porośniętym już roślinnością.

SYTUACJA GEOLOGICZNA I CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA

W Sudetach Środkowych istnieją dwa obszary występowania utworów górnodewońskich: depresja Świebodzie i okolice Kłodzka.

Osady górnodewońskie rozprzestrzenione w okolicach Kłodzka określane są mianem autochtonicznego dewonu kłodzkiego (Oberc 1972) lub formacji dewonu okolic Kłodzka (Chorowska 1979). Występują one w kilku znanych od dawna wychodniach: Dzikowiec (góra Wapnica), Łączna, Ścinawica, Gołogłowy i Kłodzko (Owczar Góra, ul. Półwiejska, ul. Mariańska, fig. 1). Wydaje się również, że znane w okolicy miejscowości Podzamek skały węglanowo-krzemianowe są zmienionymi termicznie utworami górnego dewonu, występującymi w pobliżu kontaktu z intruzją granitoidową kłodzko-złotostocką (fig. 1).

Wszystkie te wystąpienia stanowią współcześnie tylko drobne fragmenty szeroko rozprzestrzenionej w przeszłości górnodewońskiej pokrywy osadowej, która powstała w związku z transgresją morza górnodewońskiego, rozwijającą się prawdopodobnie od południa i południowego wschodu (Bederke 1924). Morze górnodewońskie wkroczyło częściowo na sfałdowane i zmetamorfizowane już uprzednio skały metamorfiku kłodzkiego oraz na skały masywu gabrowo-diabazowego Nowa Ruda-Słupiec. Dostarczyły one w górnym dewonie i prawdopodobnie w najniższych ogniwach dolnego karbonu znacznych ilości materiału detrytycznego do basenu sedymentacyjnego uformowanego we wschodniej części metamorfiku kłodzkiego i masywu gabrowo-diabazowego Nowa Ruda-Słupiec (Wojciechowska 1966). Masywy te stanowiły zapewne wschodnią flankę funkcjonującego już w owym czasie tzw. „masywu południowego”, gdzie dominowała w tym czasie częściowo erozja, a częściowo depozycja w warunkach lądowych.

Dewon kłodzki rozprzestrzeniony jest zasadniczo wzdłuż granicy rozdzielającej dwie ważne jednostki tektoniczne Sudetów Środkowych: strukturę bardzką i metamorfik kłodzki. Dewon kłodzki ujmowany jest niekiedy jako samodzielna jednostka tektoniczna i wydzielany pod nazwą pokrywy górnodewońskiej okolic Kłodzka (Oberc 1972). Podłoże tak określonej jednostki tektonicznej stanowią: metamorfik kłodzki (na południu

i południowym zachodzie) oraz masyw gabrowo-diabazowy Nowej Rudy-Słupca (na północnym zachodzie). Utwory dewonu kłodzkiego zostały częściowo przykryte nasunięciem utworów struktury bardzkiej tworzących tutaj fałd paraautochtoniczny przed czołem nasunięcia kłodzkiego, powstały w związku z działalnością fazy sudeckiej (Oberc 1972). Sądzi się, że utwory dewonu kłodzkiego nie wiążą się sedymentacyjnie z utworami dewonu i karbonu struktury bardzkiej. Tworzą one odrębny cykl sedymentacyjny, którego rozwój objął również najniższe ogniwa karbonu dolnego. Rozwój tego cyklu został zapewne zakończony w związku z działalnością fazy nassauskiej we wczesnym turneju (Oberc 1968).

Odmienne poglądy prezentuje Haydukiewicz (1977, 1979), która stwierdza, na podstawie obserwacji i badań przeprowadzonych w okolicy Gołogłów, gdzie zespół górnodewońskich skał węglanowych przykryty jest należącymi do struktury bardzkiej łupkami ilasto-mułowcowymi z udokumentowanym poziomem konodontowym *Siphonodella triangulus inaequalis*, że utwory te stanowią pierwotny nadkład zespołu skał węglanowych i pozostają z nimi w ciągłości sedymentacyjnej. Taka interpretacja budzi jednak pewne wątpliwości z uwagi na niewątpliwie tektoniczny charakter kontaktu między skałami węglanowymi dewonu kłodzkiego i łupkami ilasto-mułowcowymi struktury bardzkiej (Bederke 1929; Oberc 1957, 1968, 1972; Chorowska 1979). Również z przeprowadzonych przez autora obserwacji terenowych w okolicy Gołogłów jednoznacznie wynika, że pakiet łupków ilasto-mułowcowych jest w pobliżu kontaktu z utworami węglanowymi intensywnie zlustrowany i pocięty powierzchniami tektonicznymi, układającymi się nieomal równolegle do stropowej powierzchni zespołu niżejleżących skał węglanowych dewonu kłodzkiego. Warto zauważyć, że jest to jednocześnie powierzchnia rozdzielająca skały o różnej kompetencji. Prawdopodobnie wzdłuż tej powierzchni utwory struktury bardzkiej zostały częściowo nasunięte na skały dewonu kłodzkiego, przy czym powierzchnia ta może być również interpretowana jako płaszczyna śródformacyjnego ścinania, zwłaszcza że brak jest dotychczas dostatecznie przekonują-

cych argumentów do jednoznacznego wyjaśnienia jej znaczenia. Wydaje się, że niezbędne jest poszukiwanie dalszych dowodów i przesłanek przemawiających za lub przeciwko tej hipotezie i umożliwiających wyjaśnienie znaczenia tej niewątpliwie tektonicznej powierzchni.

Obecnie stwierdzana miąższość pokrywy dewonu kłodzkiego nie przekracza 65 m (fig. 2).

Maksymalne miąższości i jednocześnie najbardziej pełny profil tych osadów stwierdzono w Dzikowcu (góra Wapnica). W pozostałych wystąpieniach (Gołogłowy, Łączna, Ścinawica, Kłodzko) zachowane są mniej kompletne profile pokrywy dewonu kłodzkiego, przy czym relatywnie najpełniejszy profil stanowi odsłonięcie w Gołogłowach (Chorowska 1979).

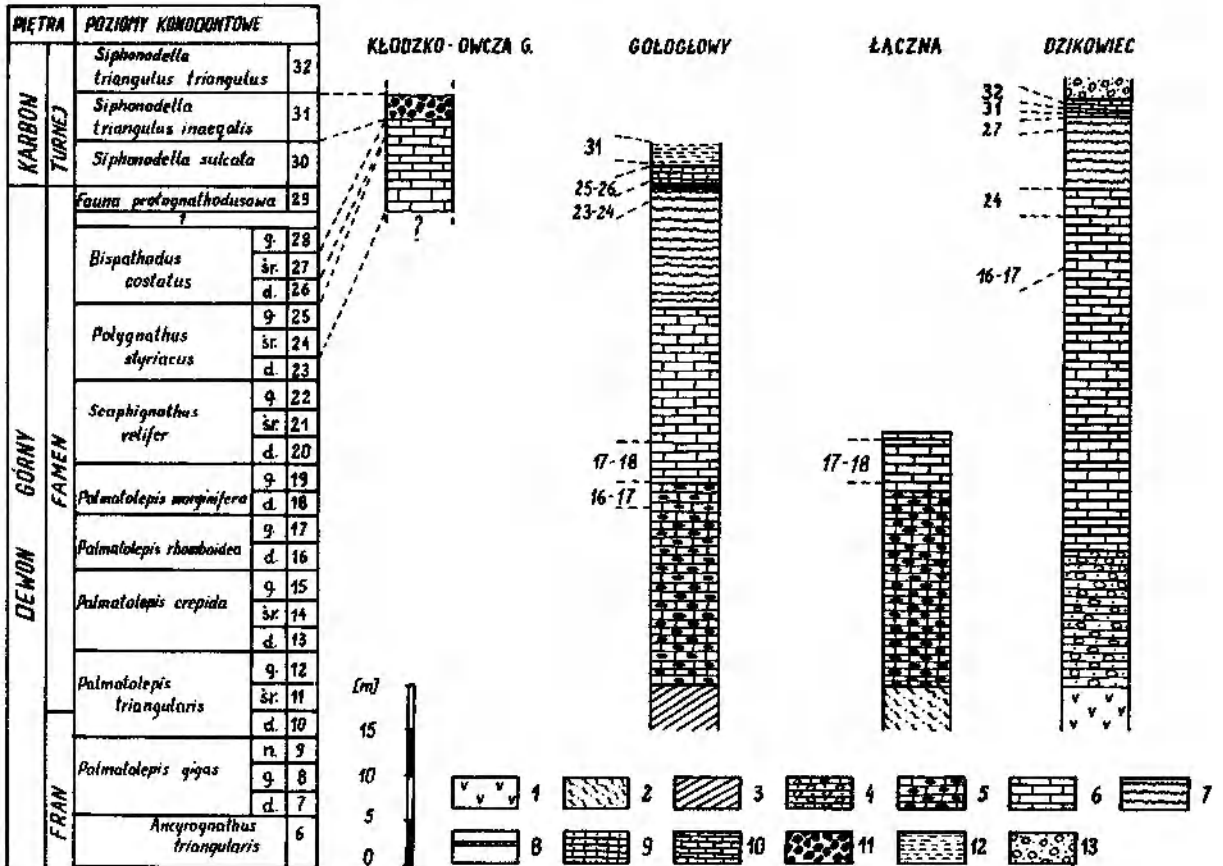


Fig. 2. Zestawienie profili litostratigraficznych dewonu kłodzkiego (wg Chorowskiej 1979). Podłoże pokrywy dewonu kłodzkiego: 1 – gabra i diabazy masywu Nowa Ruda–Ślupiec; 2 – łupki chlorytowe i chlorytowo-epidotowe metamorfiku kłodzkiego; 3 – mylonity i kataklazyty metamorfiku kłodzkiego. Warstwy podstawowe: 4 – wapień z okruskami gabra; 5 – wapień silnie piaszczyste. Wapień główny: 6 – cienkoławicowy wapień bulasty; 7 – wapień średnio- i gruboławicowy, częściowo bulasty; 8 – piaskowiec silnie wapnisty; 9 – wapień słabo piaszczysty. Wapień klimeński: 10 – wapień gruzłowy, szary, mikrytowy; 11 – zlepieniec śródformacyjny. Skąły nadkładu: 12 – łupki „mikołajowskie”, ilaste i mułowcowe; 13 – piaskowce i zlepience dolnego karbonu

Lithostratigraphic columns of the Kłodzko Devon Formation (after Chorowska 1979). Basement of the Kłodzko Devon: 1 – gabbro and diabase of the Nowa Ruda–Ślupiec massif; 2 – chlorite and chlorite-epidote schists of the Kłodzko Metamorphic; 3 – mylonites and cataclazites of the Kłodzko Metamorphic. The Basal Beds: 4 – gabbro clasts-bearing limestones; 5 – heavily psammitic limestones. The Main Limestone: 6 – thin-bedded nodular limestone; 7 – medium-to-thick bedded limestone, sometimes nodular; 8 – calcareous sandstone; 9 – poorly psammitic limestone. The Climenia Limestone; 10 – grey, micritic, nodular limestone; 11 – intraformational conglomerate. Overlying rocks: 12 – the “mikołajowskie” shales; 13 – Lower Carboniferous sandstones and conglomerates

W Gołogłowach sumaryczna miąższość osadów górnego dewonu wynosi około 55 m. Odstają się tutaj zarówno najniższe, jak i wyższe poziomy utworów dewonu kłodzkiego (Chorowska 1974, 1979). Stwierdzono jedynie brak utworów z najwyższego famenu i najniższego turneju,

które udokumentowano dotychczas w Dzikowcu (Freyer 1968; Chorowska 1974, 1979) i w Kłodzku (Gunia 1979; Chorowska 1979). Dolną, 16–18-metrowej miąższości część profilu utworów dewonu kłodzkiego z Gołogłów stanowią tzw. warstwy podstawowe, zalegające bezpośrednio na skałach

metamorfiku kłodzkiego. Powyżej znajduje się blisko czterdziestometrowy zespół skalny tzw. wapienia głównego. Jeszcze wyżej, w nadkładzie skał górnodewońskich zalega pakiet łupków ilasto-mułowcowych zawierających radiolarie, nasuniętych najprawdopodobniej jako jądrowa część paraautochtonicznego fałdu przed czołem nasunięcia kłodzkiego.

Dolna część wapienia głównego z Gogołów została udokumentowana na podstawie konodontów jako poziom *rhomboidea* i *marginifera* (famen 16–18; Chorowska 1974, 1979). Stropowy odcinek wapienia głównego z Gogołów został udokumentowany na podstawie konodontów jako poziom *styriacus* i najniższy *costatus* (famen 24–26; Chorowska 1974, 1979). Brak natomiast dotychczas zadowalającej dokumentacji paleontologicznej warstw podstawowych (uzyskane kono-

donty nie pozwalają wyciągnąć wniosków stratygraficznych; Chorowska 1979). W rezultacie brak jest dostatecznych dowodów na odrzucenie poglądu, że transgresja górnodewońska została zapoczątkowana już we franie (Chorowska 1979).

W Gogołach bieg warstw utworów górnodewońskich zbliżony jest do południkowego, z upadem 40–50° skierowanym na E. Bezpośrednio na mylonitach, które zaliczane są do metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska 1966), leżą skały węglanowe bardzo silnie zanieczyszczone piaszczysto-mułowcowym materiałem detrytycznym. Bezpośredni kontakt utworów górnego dewonu z mylonitami tworzącymi podłoże przykryty jest zwietrzeliną. Można oczekiwać, że poniżej silnie zapiaszczonych skał węglanowych, które dostępne są obserwacjom w W ścianie opuszczonego łomu, występują jeszcze skały o charakterze po-

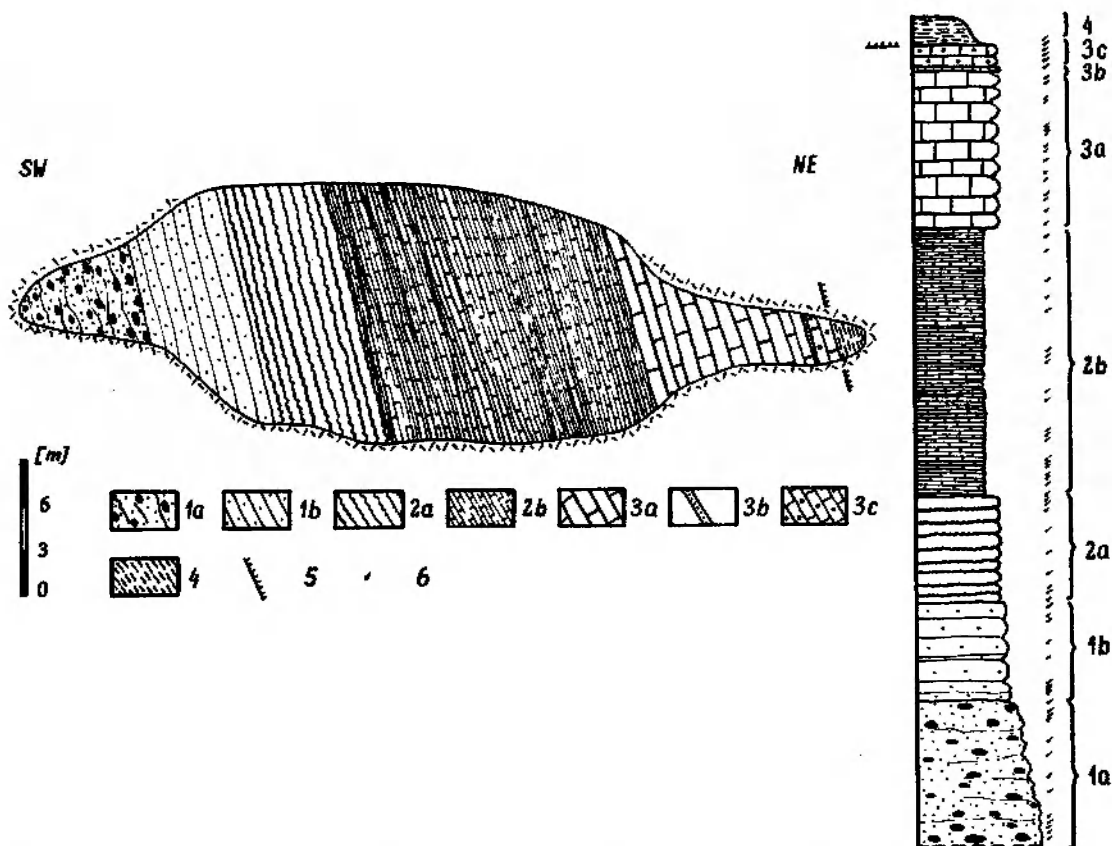


Fig. 3. Szkic geologiczny odsłonięcia utworów górnego dewonu w Gogołach (lokalizacja odsłonięcia – fig. 1). 1 – silnie piaszczyste wapienie bulaste (1a – pakiet o bardzo niewyraźnym uławiceniu, 1b – pakiet o wyraźniejszym uławiceniu); 2 – wapienie gruzłowe i gruzłowate (2a – pakiet gruboławicowych wapieni gruzłowatych, nieco piaszczystych, 2b – pakiet cienkoławicowych wapieni gruzłowatych); 3 – wapienie bulasto-gruzłowe (3a – pakiet wapieni gruzłowo-bulastych, 3b – ławica piaskowca wapnistego, 3c – pakiet wapieni bulasto-gruzłowych, nieco zapiaszczonych); 4 – skały ilasto-mułowcowe (tzw. łupki “mikołajowskie”, wg Oberc 1957); 5 – powierzchnia nasunięcia; 6 – lokalizacja prób pobranych do badań

Geological sketch of the outcrop of Upper Devonian deposits in Gogoły (see Fig. 1 for location of the outcrop). 1 – heavily psammitic ballstones (1a – with a very poor-bedding, 1b – well-bedded); 2 – nodular and nodular-like limestones (2a – thick-bedded nodular limestone, slightly psammitic, 2b – thin-bedded nodular limestone); 3 – nodular ballstones (3a – balls-bearing nodular limestone, 3b – calcareous sandstone, 3c – nodular ballstone, slightly psammitic); 4 – mudstone and claystone (“mikołajowskie” shales according to Oberc 1957); 5 – overthrusts; 6 – sample sites

średnim między skałami węglanowymi i okrucowymi, gdyż w zwietrzelinie stwierdzano występowanie pojedynczych bloczków tego rodzaju skał. Zupełnie natomiast brak przesłanek do przypuszczeń, że u podstawy zespołu utworów górnodońskich z Gołogłów może występować sekwencja skał okrucowych, podobnie jak ma to miejsce w Łącznej.

Zespół skał węglanowych dewonu kłodzkiego z Gołogłów można podzielić na trzy części. Pierwszą, spagową, o blisko 16–18-metrowej miąższości, tworzą wapienie, których wspólną cechą jest obecność buł węglanowych o właściwościach „ponadnormatywnych” intraklastów. Dominującą skałą w tej części odsłoniętego profilu utworów górnego dewonu z Gołogłów są wapienie silnie piaszczyste dzielące się na dwa pakiety (fig. 3). Miąższość wapieni dolnego pakietu można ocenić na około 10 m. Wyróżniają się bardzo nieregularnym, słabo widocznym, grubolawicowym wykształceniem. Ich szczególnie przykuwającym uwagę składnikiem są buły węglanowe, zbudowane z mniej zanieczyszczonego materiałem niewęglanowym wapienia mikrytowego, rozmieszczone nierównomiernie w tle poszczególnych ławic. Buły te dają się stosunkowo łatwo oddzielić z otaczającej je skały, szczególnie gdy są relatywnie gęsto upakowane. Są one zwykle spłaszczone, mniej lub bardziej obłe, niekiedy półplastycznie zdeformowane lub nawet zawinięte. Rozmiar buł nie przekracza zazwyczaj kilkunastu centymetrów. Powierzchnie mają gładkie, dobrze wyrównane. Na ich przelamie lub na powierzchniach zwietrzałych widoczne są stosunkowo liczne trochity liliowców, fragmenty dużych skorup ramienionogów i kolonii mszywiolów. Przestrzenie pomiędzy bułami wypełnione są zazwyczaj przez brunatnawy muł węglanowy silnie zanieczyszczony niewęglanowym materiałem detrytycznym frakcji piaszczysto-mułowcowej. Wapienie te pokryte są intensywnie „strzałką” kalcytową i licznymi, krzyżującymi się spękaniem. Obecność tak licznych spękań utrudnia w znacznym stopniu odczytanie powierzchni bardzo nieregularnego uławicenia. Powierzchnie graniczne ławic zanikają często na krótkim odcinku w otaczającej skale lub rozdzielają się na szereg podrzędnych, również zanikających powierzchni granicznych (amalgamacja ławic). Wyraźnie zróżnicowane powierzchnie uławicenia dostrzega się jedynie w spągu tych ławic, które zawierają relatywnie gęsto upakowane buły węglanowe. Jednakże i te powierzchnie graniczne zanikają stopniowo w otaczającej skale w dalszej odległości. We wnętrzu

większości ławic nie dostrzega się wyraźniejszych struktur sedimentacyjnych. Jedynie w niewielu ławicach zdołano dostrzec słabo zaznaczającą się gradację upakowania i wielkości buł węglanowych, postępującą od spągu ku stropowi ławic. Powyżej tego 10 m miąższości pakietu niewyraźnie uławiconych wapieni silnie piaszczystych zalega blisko 6–8-metrowej miąższości pakiet analogicznych wapieni silnie piaszczystych, różniących się jedynie stosunkowo regularnym uławiceniem oraz obfitym występowaniem ciasno upakowanych buł węglanowych o podobnej wielkości. Jednocześnie miąższość ławic jest w tym pakiecie wapieni wyraźnie mniejsza w porównaniu z niżejleżącym pakietem wapieni silnie piaszczystych i zazwyczaj nie przekracza kilkudziesięciu centymetrów. Buły węglanowe zbudowane są z niebieskawego wapienia mikrytowego w różnym stopniu zanieczyszczonego niewęglanowym materiałem detrytycznym oraz zawierają niekiedy znaczną liczbę szczątków elementów szkieletowych, przy czym obecność większej ilości niewęglanowego materiału detrytycznego wyklucza obecność większej liczby szczątków elementów szkieletowych. Z elementów szkieletowych makroskopowo dostrzegano styliki liliowców, większe fragmenty skorup ramienionogów oraz fragmenty kolonii mszywiolów, koralowców itp. W ławicach ciasno upakowanych buły węglanowe stykają się ze sobą w sposób suturowy i mają kształty zbliżone do obłych. W ławicach o nieco luźniejszym upakowaniu buł dostrzega się zmianę ich kształtu z owalnego na wyraźnie wydłużony, przy czym dłuższe osie buł ułożone są wówczas zgodnie z powierzchniami stratyfikacji. Przestrzenie pomiędzy niebieskawymi bułami węglanowymi wypełnione są brunatnawym materiałem węglanowym intensywnie zanieczyszczonym niewęglanowym materiałem frakcji piaszczysto-mułowcowej. Spągowe powierzchnie graniczne ławic mają przeważnie charakter erozyjny, a we wnętrzu ławic widoczna jest słaba gradacja uziarnienia i upakowania buł węglanowych. Największe i jednocześnie najciaśniej upakowane buły węglanowe występują głównie w spagowych odcinkach ławic.

Zarówno dolny, 10-metrowej miąższości, jak i górny, 6–8-metrowej miąższości pakiet wapieni silnie piaszczystych można by ująć pod wspólną nazwą silnie piaszczystych wapieni bulastych i paralelizować w pewnym przybliżeniu z wapieniami podstawowymi (wg podziału i nomenklatury stosowanej przez Chorowską 1979). Silnie piaszczyste wapienie bulaste są, jak się zdaje, jednocześnie ekwiwalentem tzw. warstw podstawowych

z Dzikowca i Łącznej, gdzie osiągają one podobną miąższość, przy równolegle odmiennym wykształceniu wynikającym zapewne ze zmienności facjalnej.

Zalegająca powyżej, druga część zespołu skał węglanowych dewonu kłodzkiego z Gołogłów to wapienie gruzłowe i gruzłowate (fig. 3). Tworzą one sekwencję około 26-metrowej miąższości dobrze uławiconych skał węglanowych. W spągu tej sekwencji występuje około 8-metrowej miąższości pakiet gruboławicowych wapieni gruzłowatych zawierających jeszcze znaczną ilość mułowcowo-piaszczystego materiału niewęglanowego. Materiał ten grupuje się głównie w przestrzeniach pomiędzy gruzłami, które są bardzo ciasno upakowane i zazębiają się często w sposób suturowy. Gruzły zawierają widoczne niekiedy makroskopowo szczątki elementów szkieletowych liliowców, ramienionogów, małży, fragmenty kolonii mszywiolów oraz nieliczne, relatywnie duże ooidy. Powierzchnie uławiczenia są stosunkowo regularne, ciągłe, choć silnie pofalowane i nierówne. Główną część dobrze odsłoniętej ściany północnej kamieniołomu w Gołogłowach zajmuje blisko 18-metrowej miąższości pakiet cienkoławicowych wapieni gruzłowych, stanowiący stropowy odcinek wspomnianej sekwencji wapieni gruzłowych i gruzłowatych (fig. 3). Wapienie te różnią się od

niżejleżących wapieni gruzłowatych wyraźnie mniejszą zawartością niewęglanowego materiału detrytycznego, niewielką liczbą dostrzegalnych makroskopowo szczątków elementów szkieletowych (najczęściej dostrzegano jedynie styliki liliowców), wyraźnie ciemniejszą barwą, zazwyczaj ciemnoszarą lub stalowoszarą, rzadziej czarnoszarą, obecnością w fugach międzyławicowych milimetrowych warstewek czarnej substancji ilasto-węglistej oraz pojedynczych, drobnych buł węglanowych o cechach intraklastów spotykanych zazwyczaj jedynie w ławicach o największej miąższości. Jednocześnie uławiczenie jest w tym pakiecie bardziej regularne, przy czym regularność ta wyraża się poprzez podobną miąższość poszczególnych ławic, nie przekraczającą zazwyczaj 20-30 cm, stałą w rozprzestrzenieniu horyzontalnym poszczególnych ławic.

Zalegająca jeszcze wyżej, trzecia część zespołu skał węglanowych dewonu kłodzkiego z Gołogłów to wapienie bulasto-gruzłowe (fig. 3). Tworzą one sekwencję około 13-metrowej miąższości. Są to wapienie średnioławicowe o charakterystycznej brunatnawoszarawej barwie. W wapieniach tych widoczny jest makroskopowo wzrost zawartości materiału niewęglanowego frakcji mułowcowo-piaszczystej, przy czym niektóre ławice zawierają go na tyle dużo, że mogą być określone nawet

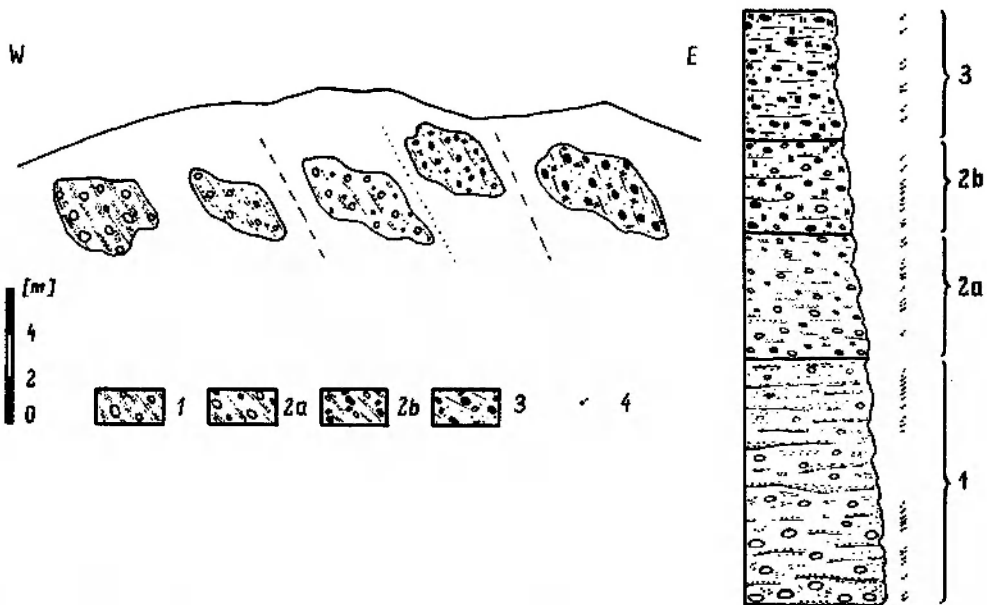


Fig. 4. Szkic geologiczny odsłonięcia utworów górnego dewonu w Łącznej (lokalizacja odsłonięcia – fig. 1). 1 – drobno- i średnioziarniste petromiktyczne parazlepnięcia wapniste przelawicone subszarogłazami i mułowcami wapnistymi; 2 – wapienie bardzo silnie piaszczyste lub zlepieńcowate (2a – pakiet wapieni wykazujących pokrewieństwo z niżejleżącym zespołem skał okruchowych, 2b – pakiet wapieni wykazujących pokrewieństwo z wyżejleżącymi silnie piaszczystymi wapieniami bulastymi); 3 – silnie piaszczyste wapienie bulaste; 4 – lokalizacja prób pobranych do badań

Geological sketch of the outcrop of Upper Devonian deposits in Łączna (see Fig. 1 for location). 1 – fine-to-medium grained calcareous petromictic paraconglomerates interbedded with subgreywackes and calcareous mudstones; 2 – psammitic or conglomerate-like limestones (2a – a set of limestones related to the underlying clastic rocks, 2b – a set of limestones related to the overlying psammitic ballstones); 3 – psammitic ballstones; 4 – sample sites

mianem wapieni piaszczystych. Szczególnie duży wzrost zawartości materiału niewęglanowego obserwuje się zwłaszcza w stropowym, 1,5-metrowej miąższości odcinku tej części zespołu skał węglanowych. U podstawy tego odcinka występuje nawet cienka ławica silnie wapnistej piaskowca. Równocześnie w kierunku stropu tej sekwencji skał węglanowych wyraźnie wzrasta zawartość buł węglanowych, niekiedy o znacznych, nawet kilkudziesięciocentymetrowych wymiarach, obficie wyposażonych w szczątki elementów szkieletowych dostrzeganych makroskopowo. Są to głównie szczątki liliowców, ramienionogów, małży, koralowców, mszywiolów itp. Buły węglanowe zbudowane są z szarawego wapienia mikrytowego, wyraźnie mniej zanieczyszczonego detrytycznym materiałem niewęglanowym w porównaniu z brunatnym tłem węglanowym, w którym rozmieszczone są owe buły. Spągowa część omawianej sekwencji buł węglanowych prawie nie zawiera, głównym jej składnikiem natomiast są kilkucentymetrowej średnicy gruzły rozmieszczone w marglistym tle skalnym, odcinające się jaśniejszą barwą od otaczającego, ciemniejszego tła skalnego.

Wydaje się, że drugą i trzecią część zespołu skał węglanowych z Gołogłów można traktować jako ekwiwalent tzw. wapienia głównego z Dzikowca. Jeszcze wyższe ogniwa dewonu kłodzkiego, odpowiadające najwyższemu famenowi i najniższemu turnejowi, stwierdzone w postaci tzw. wapieni klimentiowych oraz wyżejległych wapieni szarych piętra *Gattendorfia*, rozpoznane i udokumentowane w najwyższych odcinkach profilu dewonu kłodzkiego z Dzikowca (góra Wapnica) i Kłodzka (Owca Góra), nie są w Gołogłowach najprawdopodobniej reprezentowane (Chorowska 1979).

W Łącznej ogólna miąższość osadów dewonu kłodzkiego wynosi około 25–30 m. Utwory te spoczywają bezpośrednio na skałach metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska 1979). Bieg warstw zbliżony jest do południkowego z upadem około 40–60° skierowanym na E, podobnie jak ma to miejsce w Gołogłowach.

Typowe skały węglanowe tworzą jedynie najwyższy odcinek profilu utworów dewonu kłodzkiego z Łącznej, a ich miąższość można określić na około 5–7 m (fig. 4). Skały okruczowe występują jedynie w spągowym odcinku profilu utworów dewonu kłodzkiego z Łącznej, a ich miąższość można ocenić na około 10–12 m. Pozostałą, środkową część profilu zajmują skały pośrednie między skałami węglanowymi i skałami okruczo-

wymi, wykształceniem najbardziej zbliżone do dolnego pakietu silnie piaszczystych wapieni bułastych z Gołogłów (fig. 3, 4). Miąższość tych skał można określić na około 8–11 m. Wydaje się, że utwory dewonu kłodzkiego z Łącznej mogą być traktowane jako ekwiwalent warstw podstawowych z Dzikowca, przy czym istnieje możliwość uznania stropowego odcinka tego profilu, zbudowanego już z typowych skał węglanowych, za ekwiwalent tzw. wapienia głównego z Dzikowca, przy czym byłby to ekwiwalent jego najniższych poziomów.

Bezpośrednio na łupkach chlorytowych metamorfiku kłodzkiego leży pakiet skał okruczowych zasobnych w węglanową masę wypełniającą, złożony ze zlepieńców, piaskowców i nielicznych przelawieńców mułowcowych. Dominującym typem litologicznym w tej części profilu dewonu kłodzkiego z Łącznej są ciemnoszare, gruboziarniste, źle wysortowane zlepieńce, zawierające nieliczne przelawienia piaskowców i mułowców o podobnej barwie i składzie petrograficznym. Miąższość ławic zlepieńców nie przekracza zazwyczaj kilkadziesiąt centymetrów. Powierzchnie graniczne poszczególnych ławic są przeważnie nierówne i niezbyt ostre. Tylko nieliczne ławice wyróżniają się dobrze zaznaczoną spągową powierzchnią graniczną o niewątpliwie erozyjnym charakterze. We wnętrzach niektórych ławic widoczne bywają smużyste, laminarne nagromadzenia materiału bardziej drobnoziarnistego, o niewyraźnych, gradacyjnych konturach, nawiązujące ułożeniem swym do stratyfikacji. Prócz wspomnianej niewyraźnej laminacji we wnętrzach ławic nie dostrzegano innych struktur sedimentacyjnych. Piaszczysto-mułowcowo-węglanowa masa wypełniająca przestrzeń między większymi ziarnami rozmieszczona jest zazwyczaj nierównomiernie. Lokalnie może ona tworzyć relatywnie duże nagromadzenia gniazdowe lub gniazdowo-smużyste o nieostrych, gradacyjnych i niezbyt regularnych konturach, wydłużonych przeważnie nieco zgodnie z ulawieniem. W niewielu przypadkach obserwowano również wyraźne przejawy amalgamacji ławic.

Szkielet ziarnowy omawianych skał okruczowych tworzą źle lub słabo obtoczone, o nieregularnych konturach, fragmenty fyllitów serycytowych, łupków chlorytowych, wapieni krystalicznych, fyllitów grafitoidowych, fyllitów wapiennych, skał amfibolowo-epidotowych, kwarcytów, dolomitów grubokrystalicznych, skał zbudowanych z mozaiki plagioklazowo-kwarcowej (zapewne są to drobne fragmenty tzw. fyllitów „sza-



Fig. 5. Typ średnioziarnistego zlepieńca petromiktycznego o węglanowej masie wypełniającej (szkic zglądu pod lupą). Próba pobrana z zespołu skał okruchowych górnego dewonu z Łącznej. Szkielet ziarnowy – fragmenty fyllitów, kwarcytów, skał amfibolowo-epidotowych, łupków chlorytowych oraz ziarna kwarcu, skaleni i detrytus wapienny; tło skalne – piaszczysto-mułowcowe frakcje składników wchodzących w skład szkieletu ziarnowego, wydatny wzrost zawartości detrytusu wapiennego, cement kalcytowy

Medium-grained petromictic conglomerate with a calcareous matrix (polished section under a magnifying glass). The sample collected from the clastic rocks in Łączna. Framework: phyllite, quartzite, epidote-amphibole rocks, chlorite schists, quartz, feldspars and calcareous detrital material; matrix: psammitic and mud fractions of the framework constituents; increasing amounts of the calcareous detrital material: calcite cement

rogłazowych”; Wojciechowska 1966) oraz liczne polikrystaliczne i monokrystaliczne ziarna kwarcu, a także ziarna skaleni często zgrupowane w większe agregaty. Wielkość okruchów jest bardzo zróżnicowana i waha się w szerokim przedziale od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów, wskazując na niski stopień ich wysortowania. Składniki szkieletu ziarnowego rozmieszczone są w sposób bezładny (fig. 5).

Zalegający powyżej, środkowy pakiet skał, tworzących utwory dewonu kłodzkiego z Łącznej, charakteryzuje się wyraźnie zauważalnym, stopniowym ubytkiem w kierunku stropu niewęglanowego materiału klastycznego, zmniejszaniem się przeciętnej średnicy fragmentów skalnych oraz

równoległym wzrostem zawartości materiału węglanowego, zarówno w postaci węglanowego tła skalnego, jak i w formie różnej wielkości buł węglanowych. W rezultacie dolny odcinek tego pakietu wykazuje jeszcze duże pokrewieństwo z niżejległym pakietem skał okruchowych, podczas gdy jego odcinek górny nawiązuje wykształceniem do wyżejległego pakietu typowych silnie piaszczystych wapieni bulastych. Uwzględniając powyższe cechy można stwierdzić, że jest to pakiet skał o pośrednim wykształceniu między typowymi skałami okruchowymi i skałami węglanowymi. Wyodrębnienie środkowego pakietu skał w profilu utworów dewonu z Łącznej ma ten sens, że pokazuje gradacyjny charakter przejścia od spągowego pakietu skał okruchowych do stropowego pakietu skał węglanowych. Postawienie ostrych granic między pakietem środkowym a pakietami dolnym i górnym nie jest możliwe (fig. 4).

Pakiet silnie piaszczystych wapieni bulastych tworzy stropowy odcinek profilu utworów dewonu kłodzkiego z Łącznej. Uławicenie jest tutaj przeważnie niewyraźne, a widoczne wyraźniej powierzchni graniczne uławicenia zanikają zazwyczaj na stosunkowo krótkim odcinku wzdłuż biegu lub rozdzielają się na szereg powierzchni podrzędnych również stopniowo zanikających. Są to skały ubogie w dostrzegalne makroskopowo szczątki organiczne. Tu i ówdzie można zauważyć jedynie pojedyncze fragmenty liliowców, kolonii mszywiolów i okrucy dużych skorup ramienionogów. Ciasno upakowane, obłe buły węglanowe zbudowane z mniej zanieczyszczonego niewęglanowym materiałem detrytycznym wapienia mikrytowego stanowią składnik główny tych skał. Buły te mają przeważnie niewielką wielkość i średnica ich rzadko przekracza kilkanaście centymetrów. Przestrzeń między jaśniejszymi bułami wypełnione są przeważnie przez nieco ciemniejszy marglisty materiał wypełniający. Największe buły węglanowe szczególnie obficie grupują się w pobliżu spągowej powierzchni granicznych ławic wespół z najobficiej występującymi tutaj nagromadzeniami niewęglanowego materiału detrytycznego, grupującego się pomiędzy bułami.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

W rozdziale tym zawarto wyniki badań mikroskopowych blisko 80 preparatów wykonanych z prób pobranych z poszczególnych pakietów skalnych dewonu kłodzkiego z Gołogłów i Łą-

cznej (fig. 3, 4). Zastosowany w trakcie opisu podział na skały okruchowe i węglanowe odzwierciedla podstawową zmienność litologiczną opisywanych utworów.

SKAŁY OKRUCHOWE

Zespół skał okruchowych złożony jest głównie ze zlepieńców oraz z towarzyszących im piaskowców i mułowców.

Zlepieńce. Główna część allogenicznych, ziarnistych składników detrytycznych o największych rozmiarach tworzy szkielet ziarnowy. Pozostałe, drobniejsze frakcje tych allogenicznych składników, o rozmiarach poniżej 2,0 mm, wchodzi w skład ziarnistej masy wypełniającej. Udział ziarnistej masy wypełniającej w budowie poszczegól-

nych ławic zlepieńców jest nieco zróżnicowany, niemniej bywa on zwykle duży (do 50% objętości skały) i na tej podstawie można je określić generalnie mianem parazlepieńców. Tylko niektóre ławice, szczególnie te z dobrze zaznaczoną powierzchnią erozyjną w spągu, zawierające wyraźnie mniej drobnoziarnistej masy wypełniającej, zbliżają się wykształceniem do ortozlepieńców (tab. 1). Ponadto stałym elementem omawianych zlepieńców jest zwykle obfity cement węglanowy, wypełniający przestrzenie międzyziarnowe i wpływający decydująco na dobrą zwięzłość tych skał.

Tabela 1. Charakterystyka teksturalna drobnoziarnistych zlepieńców o cemencie kalcytowym ze stropowej części sekwencji skał okruchowych w Łącznej (\emptyset szkieletu ziarnowego 4 mm, skład mineralny w % obj.)

Textural features of fine-grained paraconglomerates with a calcite cement. Uppermost part of the sequence of clastic rocks in Łączna (\emptyset of the framework is 4 mm, mineral composition in vol. %)

| | 1 * | 2 * | 3 * |
|---|----------------|----------------|----------------|
| Szkielet ziarnowy – framework | | | |
| Kwarc – quartz | 4,1 | 3,9 | 4,3 |
| Metalidyty – metalydite | 0,5 | ślady – traces | 0,2 |
| Kwarcyty – quartzite | 1,3 | 0,9 | 1,1 |
| Skalenie – feldspars | 2,8 | 3,1 | 3,7 |
| Intraklasty skał węglanowych górnego dewonu okolic Kłodzka – intraclasts of Upper Devonian carbonate rocks from the vicinity of Kłodzko | 6,6 | 15,3 | 11,6 |
| Fyllity serycytowe – sericite phyllite | 6,2 | 5,7 | 4,4 |
| Fyllity grafitowe – graphite phyllite | 3,9 | 3,4 | 3,9 |
| Fyllity „szarogłazowe” – „greywacke” phyllite | 10,1 | 12,7 | 6,7 |
| Łupki chlorytowe – chlorite shists | 0,7 | 1,5 | 2,4 |
| Skały amfibolowo-epidotowe – amphibole-epidote rocks | 1,6 | 0,4 | 1,3 |
| Fyllity wapienne – calcareous phyllite | 5,6 | 1,6 | 0,9 |
| Wapienie krystaliczne – crystalline limestone | 1,1 | 0,7 | 1,7 |
| Dolomity krystaliczne – crystalline dolomite | 0,8 | ślady – traces | ślady – traces |
| Minerały nieprzezroczyste – opaque minerals | 0,3 | 0,9 | 1,8 |
| Tło skalne – matrix | | | |
| Kwarc – quartz | 7,2 | 6,4 | 6,9 |
| Metalidyty – metalydite | 0,1 | ślady – traces | ślady – traces |
| Kwarcyty – quartzite | 0,3 | ślady – traces | ślady – traces |
| Skalenie – feldspars | 6,8 | 7,2 | 5,2 |
| Detrytus wapienny (intraklasty i bioklasty) – calcareous detrital material (intraclasts and bioclasts) | 7,6 | 9,3 | 12,5 |
| Okruchy fyllitów i łupków – fragments of phyllites or shists | 11,0 | 4,8 | 10,4 |
| Skały amfibolowo-epidotowe – amphibole-epidote rocks | 1,9 | 0,2 | 0,8 |
| Wapienie krystaliczne – crystalline limestone | ślady – traces | | 0,3 |
| Dolomity krystaliczne – crystalline dolomite | | ślady – traces | |
| Miki (biotyt, muskowit) – phyllosilicates (biotite, muscovite) | 2,7 | 1,4 | 2,1 |
| Chloryty – chlorites | 1,4 | 0,8 | 2,1 |
| Minerały nieprzezroczyste – opaque minerals | 1,3 | 0,4 | 0,7 |
| Cement | | | |
| Kalcyt – calcite | 14,7 | 19,4 | 15,8 |
| Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej – maturity index | 0,15 | 0,11 | 0,14 |

* Drobnoziarnisty parazlepieńiec: 1 – z ławicy o bardzo złym wysortowaniu; 2 – z ławicy o erozyjnej powierzchni spągowej; 3 – z ławicy zawierającej laminarno-smużyste zgromadzenia materiału bardziej drobnoziarnistego.

Fine-grained paraconglomerate: 1 – from the ill-sorted bed; 2 – from the bed with the erosional surface at the bottom; 3 – from the bed intercalated with lamella and nebular aggregates of very fine-grained material.

Szkielet ziarnowy złożony jest z fragmentów skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego. W skład zestawu petrograficznego wchodzi okrucy fyllitów serycytowych, łupków chlorytowych, wapieni krystalicznych, fyllitów grafitoidowych, fyllitów wapiennych, skał amfibolowo-epidotowych, kwarcytów, dolomitów krystalicznych, fyllitów „szarogłazowych” oraz liczne, zwykle kilkumilimetrowej średnicy poli- i monokrystaliczne ziarna kwarcu, rzadziej skał krzemionkowych. W nieco bardziej drobnoziarnistych ławicach zlepieńców stosunkowo licznie występują również ziarna skaleni potasowych i plagioklazów (tab. 1). Szczególnie charakterystycznym składnikiem szkieletu ziarnowego omawianych skał są pojedyncze fragmenty resedymentowanych skał węglanowych górnego dewonu o cechach „ponadwymiarowych” intraklastów. Na ich górnodewoński wiek wskazuje jednoznacznie skład zawarty w nich bioklastów (fragmenty kolonii mszywiolów, szczątki skorup ramienionogów, kompletne skorupki małżoraczków, styliki liliowców, otwornice, fragmenty koralowców, skorupki ślimaków itp.). Fakt ten pozwala wnioskować o procesach erozji i redepozycji zachodzących już u podstawy wyraźnie zróżnicowanego facjalnie zespołu utworów dewonu kłodzkiego. Wskazuje to jednoznacznie, że współcześnie z facjami okrucowymi istniały już w górnodewońskim zbiorniku sedymentacyjnym obszary depozycji facji węglanowych poddawanych lokalnie erozji. Największe pośród „ponadwymiarowych” intraklastów są identyczne z bułami węglanowymi występującymi w wyżej wymienionych pakietach silnie piaszczystych wapieni bula-stych.

Okrucy fyllitów serycytowych charakteryzują się stalowoszara barwą i dobrą podzielnością cienkopłytkową lub nawet liściastą, wynikającą z ich drobno laminowanej budowy. Można w nich wyróżnić cieńsze laminy serycytowo-muskowitowe oraz nieco grubsze laminy zbudowane z mozaiki plagioklazowo-kwarcowej. Laminacja podkreślona jest ułożeniem łuseczek serycytu i drobnych blaszek muskowitu. Laminy plagioklazowo-kwarcowe zdradzają obecność zrekrytalizowanych okruców drobno-detrytycznych o wielkości około 1,0 mm. W pewnych strefach obserwuje się również smużyste skupienia nieprzezroczystej substancji grafitowej. Akcesorycznymi składnikami tych fyllitów są ziarenka apatyty, turmalinu oraz minerałów nieprzezroczystych, głównie ilmenitu.

Łupki chlorytowe wyróżniają się podzielnością płytkową i charakterystycznie zielonkawą

barwą. W ich budowie uczestniczą głównie: chloryty, serycyt, pleochroiczny epidot grupujący się niekiedy w większe agregaty lub skupienia promieniste, soczewkowate agregaty kwarcu, plagioklasy, niekiedy liczne ziarna minerałów nieprzezroczystych (piryt, ilmenit, leukoksen, tlenkowe związki żelaza), nieliczne igielkowate amfibole o cechach optycznych aktynolitu, pojedyncze, rozproszone kryształki kalcytu z polisyntetycznymi zbliżnieniami, a zupełnie sporadycznie ziarna detrytycznego turmalinu i nieliczne blaszki częściowo schlorytyzowanego biotyty. W niektórych okrucach stwierdzano również szczególnie dużą zawartość epidotu, który niekiedy nawet przeważał ilościowo nad chlorytami.

Okrucy wapieni krystalicznych reprezentowane są przez odmiany grubokrystaliczne o białawej barwie, smugowane drobnołuseczkowym serycytem oraz przez odmiany drobnokrystaliczne, o ciemniejszej barwie, zawierające smużyste skupienia substancji węglistej. Okrucy te pocięte są w sposób charakterystyczny licznymi żyłkami kalcytu. W budowie tych skał uczestniczą obok mozaiki kalcytowej również drobne ziarna detrytycznego kwarcu grupującego się niekiedy w regularne warstewki. Skały te bywają pigmentowane pirytem rozsianym nieregularnie w tle kalcytowym.

Okrucy fyllitów grafitoidowych nie różnią się budową od fyllitów serycytowych. Istotna różnica polega na dużej zawartości rozproszonej w nich substancji grafitowej, powodującej ich czarniawą barwę. Obecność serycytu powoduje srebrzysty połysk na powierzchniach podzielności. Różnią się one ponadto większą zawartością kwarcu i mniejszą zawartością plagioklazów.

Fyllity wapienne składają się z naprzemianlegle ułożonych lamin kalcytowych i chlorytowo-serycytowych. Wyróżniają się przy tym drobno-płytkową lub liściastą podzielnością. Są to skały o typie pośrednim między wapieniami krystalicznymi i fyllitami serycytowymi lub chlorytowymi.

Zielone fragmenty masywnych skał amfibolowo-epidotowych wyróżniają się brakiem większych ilości plagioklazów i kwarcu. Skały te w przeważającej części składają się ze słupkowatych i igielkowatych amfiboli o cechach aktynolitu oraz z wyraźnie pleochroicznego epidotu o automorficznych zarysach. Niekiedy w ich składzie uczestniczy również zoizyt towarzyszący drobnym laminom plagioklazowym. Skały te obficie nasycone są minerałami nieprzezroczystymi, głównie ilmenitem i leukoksenem. Sporadycznie

spotykany jest również tytanit w postaci drobnych skupień automorficznych kryształów. Pojedyncze ziarna kalcytu rozmieszczone są nierównomiernie w tle skupień amfibolowo-epidotowych. W niektórych okruchach spotykano ponadto drobne słupek hornblendy o zielonych barwach pleochroicznych.

Okruchy kwarcytów wyróżniają się jednorodną, monotonną budową. Złożone są z zazębiających się mozaikowo kryształów kwarcu, niekiedy nieco wydłużonych kierunkowo oraz ze smugowatych, nieregularnych skupień drobnodispersyjnej substancji grafitowej. Sporadycznie widoczne są również bardzo drobne smugi serycytu.

Okruchy dolomitów krystalicznych wyróżniają się brunatnawożółtawą barwą i masywną, jednorodną budową. Wśród podstawowej masy anedralnych i subhedralnych kryształów widoczne są niekiedy pojedyncze, relatywnie duże, euhedralne kryształy dolomitu o budowie pasowej. Metodą barwienia preparatu odkrytego alizaryną S, czerwoną, stwierdzono niewielkie ilości wysokomagnezowego kalcytu, rozmieszczonego w bardziej drobnokrystalicznym tle pomiędzy romboedrami dolomitu.

Fragmenty fyllitów „szarogłazowych” wyróżniają się dużym zróżnicowaniem wielkości składników mineralnych. Większe skupienia mozaiki plagioklazowo-kwarcowej przedzielane są falistymi warstewkami drobnoluseczkowego serycytu i chlorytów. Kryształy plagioklazów i kwarcu są zazwyczaj wyraźnie wydłużone zgodnie z foliacją. Często spotykanym składnikiem tych skał są również pojedyncze, zwykle drobne kryształki kalcytu, rozproszone nierównomiernie w tle skalnym lub grupujące się w postaci soczewkowatych skupień. Stałym składnikiem tych skał są również drobnodispersyjne skupienia i smugi substancji grafitowej, powodującej w zależności od wielkości jej udziału szarawą lub jasnoszarą barwę skały. Skały te wyróżniają się podzielnością soczewkową lub płytkową z charakterystycznie pofalowaną powierzchnią oddzielności.

Ziarna kwarcu, charakteryzujące się poli- lub monokrystaliczną budową, ujawniają przeważnie mozaikowe, mozaikowo-faliste, faliste i falisto-smużyste wygaszanie światła spolaryzowanego.

Ziarna skaleni reprezentowane są głównie przez mikroklin oraz zbliżone albitowo plagioklasy o składzie albitu lub oligoklazu. Bardziej zasadowe plagioklasy są nieliczne i należą przeważnie do silnie zsaussurytyzowanego andezynu lub labradoru. Niektóre bardziej kwaśne ziarna plagioklazów wykazują obecność przerostów an-

typertytowych. Albit spotykany był również w postaci ziarn albitu szachownicowego. Albit tworzy niekiedy także cienkie, przejrzyste obwódki na ziarnach oligoklazu. Podsumowując należy stwierdzić, że pojedyncze ziarna skaleniowe mają analogiczne wykształcenie, jak skalenie wchodzące w skład różnych skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego, z dezintegracji których zapewne pochodzą. Dla samodzielnych ziarn skaleniowych charakterystyczny jest brak wyraźniejszych oznak ich wietrzenia. Sugeruje to dużą aktywność erozji skał macierzystych, zachodzącą w obszarach ramowych górnodewońskiego zbiornika sedimentacji.

Z przytoczonego powyżej składu petrograficznego wynika (tab. 1), że są to zlepionce petromiktyczne (polimiktyczne).

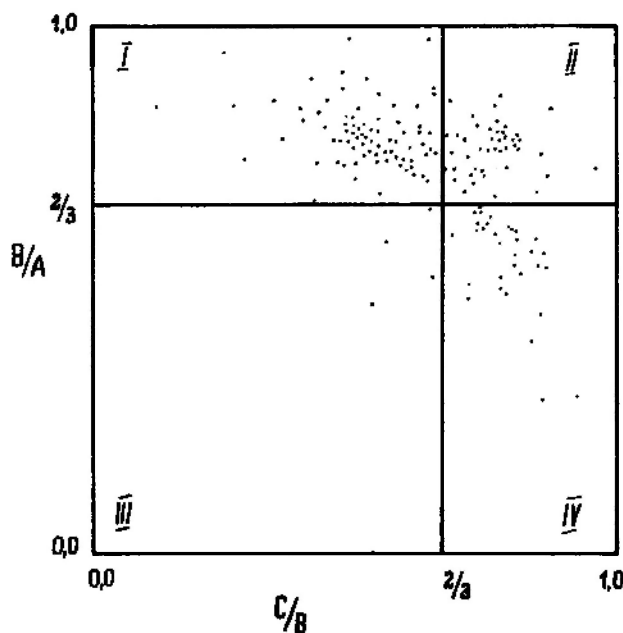


Fig. 6. Kształt składników szkieletu ziarnowego średnioziarnistych zlepionców petromiktycznych o węglanowej masie wypełniającej z Łącznej (diagram Zingga, na podstawie około 150 ziarn)

The shape of frameworks constituents of medium-grained petromictic conglomerates with a calcareous matrix (Łączna) projected on the Zingg diagram (on the basis of 150 grains)

Zlepionce te mają przeważnie luźny szkielet ziarnowy (składniki szkieletu ziarnowego nie stykają się ze sobą). Tylko niektóre ławice, wyróżniające się ciaśniejszym upakowaniem ziarn mają szkielet ziarnowy zwarty, lecz nieustalony (składniki szkieletu ziarnowego wprawdzie stykają się ze sobą, lecz stosunek długości ich brzegu związanego do długości brzegu swobodnego jest mniejszy od jedności). Ziarna tworzące szkielet ziarnowy są obtoczone i słabo otoczone ze sto-

sunkowo dobrze wyrównaną powierzchnią. Ich kształt jest przeważnie dyskoidalny, sferoidalny lub wrzecionowaty (fig. 6). Według wzorca Powersa (1953) należą one do klasy ziarn półobtoczonych. Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej jest niski (tab. 1, obliczony wg formuły Teisseyre'a 1975). Biorąc pod uwagę wysortowanie składników można stwierdzić, że są to zlepienie źle wysortowane, o różnoziarnistym szkielecie

ziarnowym, przy czym główna część ziarn mieści się w przedziale od 4 mm do 128 mm. Można zatem określić je jako drobno- i średnioziarniste. Tylko nieliczne ławice wyróżniają się nieco lepszym wysortowaniem z dominującą frakcją w przedziale od 32 mm do 64 mm (fig. 7). Ławice te wyróżniają się jednocześnie relatywnie małym udziałem piaszczystego tła.

Tło skalne omawianych zlepieńców utwo-

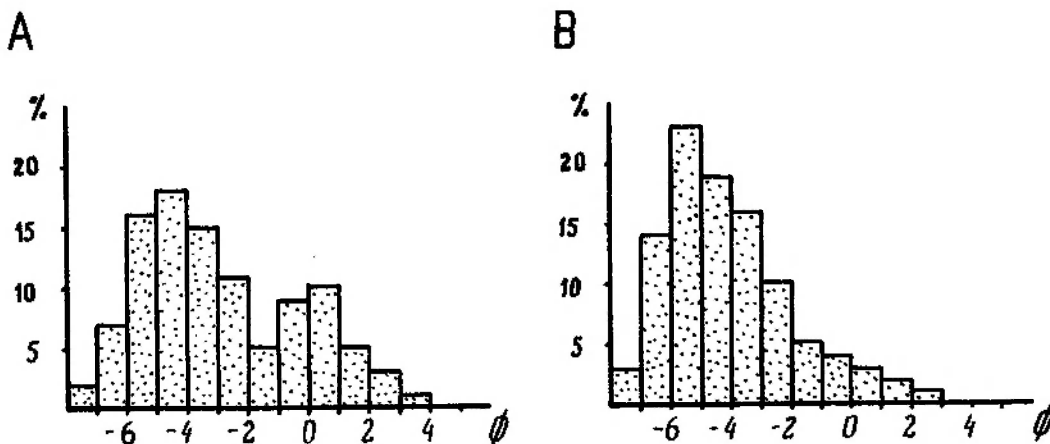


Fig. 7. Histogramy uziarnienia średnioziarnistych zlepieńców petromiktycznych o węglanowej masie wypełniającej z łącznej (analiza granulometryczna kombinowana: frakcje żwirowe – zglady, frakcje piaszczyste – płytki cienkie). A – próba z spągowego odcinka zespołu skał okruchowych górnego dewonu w Łącznej; B – próba ze stropowego odcinka zespołu skał okruchowych w Łącznej

Histograms of grain size of medium-grained petromictic conglomerates with a calcareous matrix, Łączna (a combined granulometric analysis: gravel fractions – polished sections; psammitic fractions – thin sections). A – sample from the lowermost Upper Devonian clastic rocks in Łączna; B – sample from the uppermost clastic rocks in Łączna

zione jest przez tę część ziarnistych i blaszkowych składników allogeniczných, których wielkość nie przekracza 2,0 mm. Wchodzą one zatem w skład frakcji piaszczysto-mułowcowych. Skład petrograficzny tła jest bardzo podobny do składu petrograficznego szkieletu ziarnowego. Różnice polegają głównie na zmianach proporcji (tab. 1). W rezultacie obserwujemy wyraźne zmniejszenie się udziału w składzie tła okruchów wapieni krystalicznych, dolomitów krystalicznych, kwarcytów oraz relatywny wzrost udziału ziarn kwarcu, skaleni, fragmentów fyllitów, agregatów chlorytowych, amfibolowo-epidotowych, ziarn minerałów nieprzezroczystych. Różnice te spowodowane są zapewne odmienną podatnością poszczególnych rodzajów skał metamorfiku kłodzkiego na procesy dezintegracji granularnej, przy czym wydaje się, że procesowi temu ulegały łatwiej skały typu fyllitów, wykazujące wyraźnie podwyższony udział w piaszczystych frakcjach tła.

Na szczególne podkreślenie zasługuje znaczący udział w składzie tła fragmentów górnodewońskich skał węglanowych o cechach intraklastów

oraz bioklastów, zwłaszcza fragmentów kolonii mszywiolów (tab. 1). Półplastyczne deformacje oraz liczne wciski składników niewęglanowych wskazują, że redepozycji uległy słabo jeszcze zdiagenezowane utwory węglanowe powstałe niewiele wcześniej w niedalekim sąsiedztwie. Z obserwacji mikroskopowych wynika, że redepozycji ulegały facje biomikrytów i biosparytów.

Cement. Rolę tę pełni kalcyt, który w postaci sparytu wypełnia niemal kompletnie przestrzenie pomiędzy ziarnami. Jest to cement krystaliczny typu porowego, jednofazowy. Kryształy cementu wyróżniają się dobrą przejrzystością. Kontakty pomiędzy poszczególnymi kryształami są prostoliniowe, ostro wyodrębnione. Podobnie ostre granice obserwuje się niekiedy pomiędzy ziarnami i obrastającym je sparytem. Kryształy sparytu są przeważnie podobnej wielkości i mieszczą się w przedziale od 0,1 mm do 0,5 mm. Często wykazują radialne ułożenie względem obrastanych powierzchni, zwłaszcza jeśli jest to cement typu „bladed” (Folk 1965). Jednak główna część sparytu nie wykazuje określonej,

uprzywilejowanej orientacji w stosunku do obrastanych powierzchni ziarn lub w sposobie rozmieszczenia we wnętrzu wypełnianej przestrzeni międzyziarnowej. W takich sytuacjach jest to cement złożony z kryształów typu „equant” (Folk 1965).

Podsumowując, można omawiane zlepienie określić jako drobno- i średnioziarniste petromiktyczne parazlepienie z jednofazowym, krystalizacyjnym, kalcytowym cementem sparytowym typu porowego. Ich szczególnie charakterystycznym składnikiem są redeponowane fragmenty nieomal równowiekowych utworów facji węglanowych dewonu kłodzkiego, powstałe w niedalekim są-

siedztwie, a następnie erodowane. Są to ziarna o cechach intraklastów, bioklastów i „ponadwymiarowych” intraklastów (buł węglanowych). Szczególnie obficie uczestniczą one w budowie ziarnistej masy wypełniającej omawianych zlepieńców, a w mniejszej liczbie reprezentowane są również w ich szkielecie ziarnowym (tab. 1, głównie w postaci „ponadnormatywnych” intraklastów, czyli buł węglanowych).

Piaskowce i mułowce. Budowa tych skał jest podobna do budowy zlepieńców i analogicznie można w nich wyróżnić podstawową część alloogenicznych ziarn tworzących szkielet ziarnowy

Tabela 2. Charakterystyka teksturalna subszarogłazów górnego dewonu z Łącznej (skład mineralny w % obj.)
Textural features of Upper Devonian subgreywackes from Łączna (mineral composition in vol. %)

| | 1* | 2* | 3* |
|--|----------------|----------------|----------------|
| Frakcja nadszkieletowa – gravel fraction | | | |
| Fragmenty skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego – lithic particles of crystalline rocks from the Kłodzko Metamorphic Unit | 4,1 | 1,7 | 3,6 |
| Intraklasty skał węglanowych górnego dewonu okolic Kłodzka – carbonate intraclasts of the Kłodzko Devonian Formation | 2,3 | – | 0,4 |
| Szkielet ziarnowy – framework | | | |
| Kwarc – quartz | 8,3 | 10,1 | 9,7 |
| Metalidyty – metalydite | ślady – traces | 0,2 | ślady – traces |
| Kwarcyty – quartzites | ślady – traces | 0,6 | 0,5 |
| Skalenie – feldspars | 5,8 | 6,3 | 8,2 |
| Detrytus wapienny (intraklasty i bioklasty) – calcareous detrital material (intraclasts and bioclasts) | 21,6 | 23,5 | 14,8 |
| Okruchy fyllitów i łupków – phyllites and schists | 22,2 | 24,0 | 21,3 |
| Skały amfibolowo-epidotowe – amphibole-epidote rocks | 1,7 | ślady – traces | 2,4 |
| Wapienie i dolomity krystaliczne – crystalline limestones and dolomites | ślady – traces | 1,2 | 0,3 |
| Miki (muskowit, biotyt) – phyllosilicates (muscovite, biotite) | 1,3 | 0,9 | 1,6 |
| Agregaty chlorytowe – chlorite aggregates | 0,2 | 1,6 | 2,1 |
| Minerały nieprzezroczyste – opaque minerals | 0,1 | 0,7 | 1,8 |
| Tło skalne – matrix | | | |
| Kwarc – quartz | 3,6 | 1,4 | 5,8 |
| Skalenie – feldspars | 2,1 | 2,3 | 1,2 |
| Epidoty – epidote | 0,4 | ślady – traces | 0,6 |
| Amfibole – amphiboles | ślady – traces | 0,1 | 0,2 |
| Agregaty chlorytowo-serycytowe – chlorite-sericite aggregates | 0,3 | ślady – traces | 0,5 |
| Agregaty serycytowe – sericite aggregates | 0,1 | ślady – traces | 0,5 |
| Agregaty serycytowo-biotytowe – sericite-biotite aggregates | ślady – traces | ślady – traces | 0,3 |
| Detrytus wapienny – detrital calcareous material | 6,3 | 8,7 | 8,6 |
| Miki (głównie muskowit) – phyllosilicates (mainly muscovite) | 0,2 | 0,1 | 0,7 |
| Minerały nieprzezroczyste – opaque minerals | 0,3 | 0,6 | 0,5 |
| Cement | | | |
| Kalcyt – calcite | 18,7 | 16,0 | 14,9 |
| Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej – maturity index | 0,14 | 0,14 | 0,15 |

* Subszarogłaz: 1 – bezstrukturalny ze stropowej części sekwencji skał okruczowych w Łącznej; 2 – tworzący laminarno-smużyste nagromadzenia we wnętrzu ławicy drobnoziarnistego parazlepieńca; 3 – tworzący gniazdowe nagromadzenia we wnętrzu ławicy drobnoziarnistego parazlepieńca.

Subgreywacke: 1 – homogeniczne, z najwyższej części sekwencji skał osadnych w Łącznej; 2 – z laminał- i smużkowych agregatów występujących wewnątrz drobnoziarnistego parazlepieńca; 3 – z gniazdopodobnych agregatów wewnątrz drobnoziarnistego parazlepieńca.

(allogeniczne składniki detrytyczne o wielkości mieszczącej się w przedziale frakcji od 2,0 mm do 0,06 mm) oraz drobniejsze frakcje ziarnistych i blaszkowych składników allogenicznych tworzących tło. W wielu ławicach piaskowcowych obserwowano ponadto występowanie pojedynczych okruchów frakcji żwirowej, stanowiących frakcję nadszkieletową.

Szkielet ziarnowy piaskowców nie różni się jakościowo od składu petrograficznego szkieletu ziarnowego zlepieńców, wśród których piaskowce te występują (tab. 2). Istniejące różnice dają się sprowadzić do odmiennych proporcji udziału poszczególnych rodzajów fragmentów skalnych i ziarn mineralnych uczestniczących w budowie szkieletu ziarnowego piaskowców. Szczególnie charakterystyczny jest zwłaszcza bardzo duży udział intraklastów i bioklastów, przy czym ich zawartość zdecydowanie rośnie w kierunku stropu omawianej sekwencji skał okrucowych. Bioklasty, które z reguły bywają silnie

pokruszone i nie wykazują wyraźniejszych oznak obtoczenia, występują w lokalnych koncentracjach.

Klasty niewęglanowe są obtoczone lub słabo obtoczone i według wzorca Powersa (1953) mogą być określone jako półobtoczone. Ich kształt zbliżony jest do dyskoidalnego, sferoidalnego lub wrzecionowatego. Zauważalny wzrost udziału poli- i monokrystalicznych ziarn kwarcu wśród ziarn niewęglanowych kompensowany jest większą zawartością intraklastów i bioklastów, wskutek czego wskaźnik dojrzałości mineralogicznej omawianych skał jest podobnie niski, jak w zlepieńcach (tab. 2, obliczony wg formuły Teisseyre'a 1975). Uwzględniając wysortowanie składników można stwierdzić, że są to piaskowce z bimodalnym lub nawet polimodalnym rozkładem ziarnowym, szczególnie w tych ławicach, w których stwierdzono występowanie niewielkich ilości żwirowej frakcji nadszkieletowej (fig. 8). Przeciętnie są to piaskowce źle wysortowane.

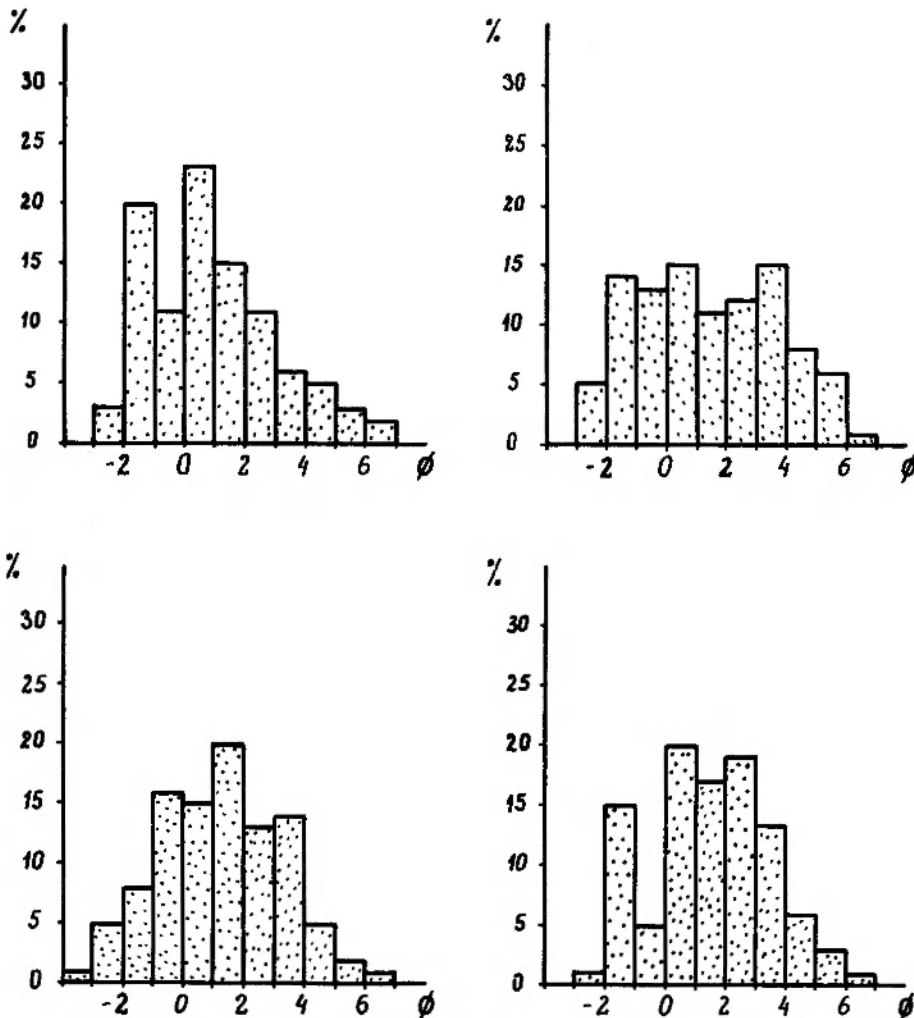


Fig. 8. Histogramy uziarnienia subszarogłazów wapienistych z Łącznej (analiza granulometryczna w płytkach cienkich)
Histograms of grain size of calcareous subgreywacks in Łączna (based on the granulometric analysis of thin sections)

Biorąc pod uwagę upakowanie składników i ich rozmieszczenie można stwierdzić, że są to piaskowce o luźnym szkielecie ziarnowym. Znacznie rzadziej występują ławice piaskowcowe o zwartym, lecz zwykle nieustalonym szkielecie ziarnowym (fig. 9), przy czym przestrzenie pomiędzy składnikami szkieletu ziarnowego wypełnione są głównie cementem węglanowym, w mniejszej ilości występuje zaś ziarnista masa wypełniająca, która jest głównym składnikiem tych przestrzeni w ławicach piaskowców o luźnym szkielecie ziarnowym.



1mm

Fig. 9. Typ subszarogłazu wapnistego z Łącznej (szkic płytki cienkiej pod mikroskopem, szkielet ziarnowy luźny, tło skalne tworzy cement kalcytowy oraz najdrobniejsze frakcje składników detrytycznych)

Calcareous subgreywacke from Łączna (thin section under a microscope, poor-packed framework, matrix composed of a calcite cement and the finest fractions of the detrital components)

Mułowce w porównaniu z sąsiadującymi ławicami piaskowców wykazują daleko idące zubożenie w ziarniste składniki fragmentów skalnych i jednoczesny wzrost udziału składników o charakterze fragmentów ziarn mineralnych (tab. 3). Większość ziarn jest niemal zupełnie nieobtoczona. Jedynie fragmenty skalne wykazują oznaki obtaczania. Reprezentowane są głównie przez drobne okruchy różnorodnych fyllitów. Ziarna mineralne to głównie kwarc i skalenie. Zauważalny jest ponadto wydatny wzrost zawartości składników o pokroju blaszkowym, głównie mu-

skowitu. Bardzo obficie występują w składzie ławic mułowcowych elementy węglanowe (najdrobniejsze frakcje intraklastów i bioklastów). W niektórych częściach ławic mułowcowych stają się one nawet głównym, najważniejszym ilościowo składnikiem skały.

Tło skalne piaskowców występuje w ilości nie przekraczającej granicznej wartości 15% objętości skały. Stąd, uwzględniając kryteria przewidziane klasyfikacją Pettijohna *et al.* (1973) można stwierdzić, że piaskowce te plasują się wśród arenitów. W skład tła wchodzi pyłowe frakcje składników ziarnistych i blaszkowych, reprezentowane przez drobne okruchy kwarcu, skaleni, epidotu, amfibolu, minerałów nieprzezroczystych oraz agregaty chlorytowo-serycytowe, serycytowe i serycytowo-biotytowe, przy czym występujący w nich biotyt jest przeważnie intensywnie zbrunatniały wskutek nasycenia produktami jego rozpadu. Agregaty o takim charakterze stanowią zapewne najdrobniejsze frakcje fyllitowych okruchów skalnych. Okruchy te są często intensywnie pigmentowane brunatnawymi, drobnodispersyjnymi tlenkami żelaza, substancją grafitową lub minerałami nieprzezroczystymi. Ziarna te wyróżniają się zazwyczaj słabą przejrzystością. Ponadto w tle występują duże ilości najdrobniejszych frakcji ziarn węglanowych (drobne intraklasty, rzadziej silnie pokruszone bioklasty). Składniki o pokroju blaszkowym są nieliczne i jest to przeważnie muskowit. Niemal zupełny brak frakcji ilastych wskazuje na dobre przemycie osadu piaskowatego.

Cement występuje w omawianych skałach bardzo obficie, przy czym jego udział wydatnie wzrasta w ławicach ze stropowej części zespołu skał okruchowych z Łącznej. W roli cementu występuje sparyt i mikrosparyt kalcytowy. Przeważnie jest to cement bazalny, rzadziej porowy (ten ostatni zwykle tylko w ławicach o zwartym, lecz nieustalonym szkielecie ziarnowym), jednofazowy. W przypadku występowania cementu porowego zauważalny jest często jego krustyfikacyjny charakter, przy czym tworzące go kryształki zbliżone są pokrojem do typu „bladet” (Folk 1965). Cement bazalny ma natomiast kryształki zbliżone wykształceniem do typu „equant” (Folk 1965). Kryształki cementu wyróżniają się dość dobrą przejrzystością. Drobnodispersyjny, brunatnawo przeświecający pigment tlenków i wodorotlenków żelaza, rozmieszczony głównie w pobliżu powierzchni składników ziarnistych, otacza je i wyściela mikronowej grubości warstewką. Jedną z wyróżniających cech kryształków kalcytu należą-

Tabela 3. Charakterystyka teksturalna mułowców górnego dewonu z Łącznej (skład mineralny w % obj.)
Textural features of Upper Devonian mudstones from Łączna (mineral composition in vol. %)

| | 1* | 2* | 3* |
|--|----------------|----------------|----------------|
| Składniki detrytyczne o pokroju ziarnistym lub blaszkowym Grainy or flaky detrital constituents | | | |
| Kwarc+kwarcyty – quartz+quartzite | 15,1 | 18,1 | 14,2 |
| Metalidyty – metalydite | | ślady – traces | |
| Skalenie – feldspars | 8,6 | 11,6 | 12,3 |
| Okруchy skalne (głównie fyllity i łupki metamorfiku kłodzkiego) – lithic fragments (mainly phyllite and shists from the Kłodzko Metamorphicum) | 21,3 | 18,4 | 23,1 |
| Detrytus wapienny (intraklasty i bioklasty) – calcareous detrital material (intra- and bioclasts) | 28,6 | 17,3 | 20,4 |
| Agregaty chlorytowo-serycytowe – chlorite-sericite aggregates | 0,9 | 1,4 | 1,5 |
| Minerały blaszkowe i łuseczkowe (głównie muskowit i chloryty) – phyllosilicates (mainly muscovite and chlorites) | 11,4 | 8,7 | 9,1 |
| Epidoty – epidote | 0,3 | 0,5 | 1,4 |
| Amfibole – amphibole | ślady – traces | 0,7 | ślady – traces |
| Minerały nieprzezroczyste – opaque minerals | 0,1 | 1,9 | 0,8 |
| Cement | | | |
| Kalcyt – calcite | 13,7 | 21,4 | 17,2 |

* 1 – mułowiec drobno laminowany ze stropowej części sekwencji skał okруchowych w Łącznej; 2 – gniazdowo-smużyste nagromadzenie mułowcowe w ławicy drobnoziarnistego parazlepieńca ze stropowej części skał okруchowych w Łącznej; 3 – mułowiec przelawicający cieką sekwencję ławic piaskowcowych w stropowej części skał okруchowych w Łącznej.
1 – fine-laminated mudstone from the uppermost part of the sequence of clastic rocks in Łączna; 2 – nest-like-nebular aggregates in fine-grained paraconglomerate from the uppermost part of the sequence of clastic rocks in Łączna; 3 – mudstone interbedding thin sequence of sandstones in the uppermost part of clastic rocks in Łączna.

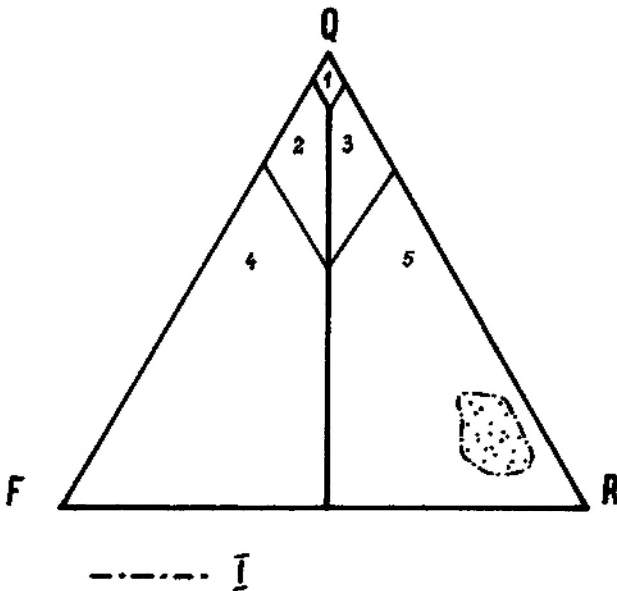


Fig. 10. Pozycja subszarogłazów wapienistych z Łącznej w trójkącie klasyfikacyjnym Pettijohna *et al.* (1973). I – zakres zmienności składu petrograficznego subszarogłazów wapienistych z Łącznej; 1 – arenity kwarcowe; 2 – arenity subarkozowe; 3 – arenity sublityczne; 4 – arenity arkozowe; 5 – arenity lityczne

Projection of calcareous subgreywackes from Łączna on the Pettijohn *et al.* (1973) diagram. I – a field for compositional variability of calcareous subgreywackes from Łączna; 1 – quartz arenites; 2 – subarkose arenites; 3 – sublithic arenites; 4 – arkose arenites; 5 – lithic arenites

cych do cementu jest bardzo pospolite występowanie polisyntetycznych zbliźniaczeń.

Podsumowując można omawiane skały średniookруchowe określić zgodnie z kryteriami przewidzianymi klasyfikacją Pettijohna *et al.* (1973) mianem arenitów litycznych (fig. 10), zgodnie natomiast z klasyfikacją Pettijohna (1957) mieściłyby się one w grupie piaskowców litycznych typu subszarogłazów. Szczególnie zasobne w detrytus węglanowy ławice wykazują duże pokrewieństwo z silnie zapiaszczonymi odmianami allochemicznych wapieni sparytowych i mikrytowych typu biointrasparytów i biointramikrytów o obficie reprezentowanym elemencie litoklastycznym.

Diageneza. Stan zaawansowania przemian diagenetycznych znamionują słabo zaznaczone procesy typu lokomorficznego (Dapples 1967), polegające głównie na wypieraniu przez kalcyt kwarcu i skaleni wchodzących w skład ziarn detrytycznych oraz na neomorficznych przekształceniach wczesnodiagenetycznego cementu węglanowego i klastów węglanowych. Już na wstępie warto podkreślić, że nie stwierdzono wyraźniejszych oznak działania silniejszych ciśnień kierunkowych. W rezultacie można stwierdzić, że diageneza w omawianych skałach okруchowych pole-

gała głównie na przemianach typu mineralogicznego.

Charakterystyka cementu wskazuje, że wytworzył się on we wczesnym etapie diagenety, prawdopodobnie w rezultacie prostej cementacji, będącej wynikiem wytrącania się węglanów z „przechwyconych” i krążących w osadzie detrytycznym wód porowych. Część materiału węglanowego mogła pochodzić z rozpuszczania klastów węglanowych, choć ewidentnych przejawów ich rozpuszczania nie udało się dotychczas stwierdzić. Na możliwość łatwej „penetracji” osadu okrucowego przez roztwory porowe wskazuje brak w omawianych skałach większych ilości minerałów ilastych, których obecność utrudniałaby migrację płynów.

W związku z działaniem rekrystalizacji i neomorfizmu zostały w omawianym cemencie zatarte w znacznym stopniu cechy umożliwiające odtworzenie jego pierwotnie dwufazowego charakteru. Tylko w niewielu miejscach zdołano dostrzec zrekrystalizowany, dwugeneracyjny cement, przy czym cement A tworzy wąską obwódkę wzdłuż najbardziej zewnętrznej części przestrzeni porowych, a cement B stanowi wypełnienie wewnętrznej części tych przestrzeni. Relikty cementu A wyróżniają się głównie:

- bardziej drobnokrystalicznym wykształceniem,
- gorszą przejrzystością spowodowaną obecnością drobnodispersyjnych zanieczyszczeń tlenkami i wodorotlenkami żelaza oraz bardziej drobnokrystaliczną budową,
- dostrzegalną w niektórych miejscach radialną lub palisadową budową,
- pokrojem tworzących go kryształów typu „bladed” (Folk 1965),
- gradacją wielkości kryształów, przy czym najdrobniejsze są kryształy znajdujące się bezpośrednio przy obrastanej powierzchni przestrzeni porowej.

Relikty cementu B charakteryzują się natomiast:

- bardziej grubokrystalicznym wykształceniem,
- nieomal stałym występowaniem licznych, polisyntetycznych zbliźniaczeń,
- dobrą, a nawet bardzo dobrą przejrzystością kryształów,
- brakiem wyraźniejszego zróżnicowania budowy wewnętrznej kryształów, ich jednorodną budową,
- izometrycznym pokrojem tworzących go kryształów o cechach typu „equant” (Folk 1965),

– niewielkim zróżnicowaniem wielkości kryształów, przy czym największe z nich zajmują najbardziej wewnętrzną część cementowanej w taki sposób przestrzeni porowej,

– prostoliniowymi kontaktami pomiędzy kryształami o zarysach subhedralnych.

Zatarcie istotniejszych różnic pomiędzy poszczególnymi generacjami cementu polegało głównie na powiększeniu rozmiarów kryształów cementu A lub na rozpadzie licznych, dużych, silnie wydłużonych kryształów tego cementu na mozaikę drobniejszych, izometrycznych, subhedralnych kryształów. Procesy te spowodowały likwidację oznak budowy radialnej lub palisadowej, przy zachowaniu jeszcze tu i ówdzie gradacji wielkości kryształów tworzących tę część cementu. W wyniku tego nie dostrzega się ostrzejszych granic pomiędzy cementem A i późniejszym, wypełniającym cementem B.

Powszechnie obserwowano również zacieranie się ostrych uprzednio granic pomiędzy cementem i obrastanymi ziarnami. Metodą barwienia preparatów odkrytych alizaryną S, czerwoną, stwierdzono, że nowo utworzone obwódki węglanowe na ziarnach detrytycznych mają już przeważnie skład dolomitu, przy czym zarys obwódek odzwierciedla pierwotny kontur skarbonatyzowanego po brzegach ziarna. Zewnętrzny kontur obwódek wyścielony jest pigmentem brunatnawo przeświecających związków żelaza oraz drobnymi łuszczykami minerałów ilastych, rzadziej łuszczyków. Wewnętrzny kontur obwódek jest nierówny, zatokowo pofalowany, z licznymi głębokimi wypustkami do wnętrza karbonatyzowanego po brzegach ziarna. W miejscach występowania drobnych spękań obserwowano wyraźne zgrubienia tych obwódek, a nawet szczególnie głębokie wnikanie mikrosparytu do wnętrza detrytycznych ziarn. W rezultacie obwódki te mają zmienną grubość, zmieniającą się zwykle w przedziale od 0,01 mm do 0,04 mm. W niewielu przypadkach było to również wypieranie wzdłuż spękań dużej części ziarn, powodujące podział ich na izolowane fragmenty. Procesowi wypierania najłatwiej ulegały skalenie i kwarc, przy czym ten ostatni zachowywał się bardziej odpornie.

Przekształcenia diagenetyczne klastów węglanowych polegały głównie na rozwoju neomorficznego mikrosparytu i sparytu w tle intraklastów i bioklastów. Jedynie powłoki mikrytowe stwierdzone na wielu klastach węglanowych oraz niektóre intraklasty typu mikrytów zachowywały się stosunkowo odpornie. Tylko w niewielu miejscach widoczne były tutaj objawy zastępowania

mikrytu przez neomorficzny mikrosparyt. Dzięki temu wiele z nich można jeszcze łatwo rozróżnić w przekształconym rekrytalizacją tła węglanowym, choć kontury ich są zazwyczaj już nieostre, nierówne, gradacyjne w związku z wzrostem w brzeżnych częściach neosparytu. Ponadto w niektórych miejscach obserwowano przejawy selektywnego wzrostu izometrycznego neosparytu, omijającego allochemy i obficie wyposażonego w drobne inkluzje i relikty mikrytu wskazujące, że skały te zawierały pierwotnie obok cementu wczesnodiagenetycznego również pewną ilość mikrytowego mułu węglanowego, wchodzącego w skład pierwotnego tła węglanowego tych skał. Jako przejaw procesów neomorficznych można również traktować lokalny rozwój neosparytu słupkowego, wzrastającego prostopadle do stosunkowo płaskich powierzchni niektórych klastów, a zwłaszcza do powierzchni ułamków skorup ramienionogów. Styliki liliowców były natomiast obrastane koncentrycznie przez izometryczny neosparyt, narastający współosiowo, w zgodności optycznej z kryształami tworzącymi rurki.

Wspólne, neomorficzne przekształcenia cementu węglanowego, klastów węglanowych i mikrytowego mułu węglanowego spowodowały, że węglanowa część tła skalnego omawianych skał okruchowych uzyskała charakter sparytu.

Relikty wczesnodiagenetycznego cementu w tak przekształconym tle skalnym udaje się wyróżnić na podstawie:

- zachowanych śladów pierwotnego występowania dwu generacji cementu (cementu A i cementu B),
- dobrej przejrzystości tworzących go kryształów, nie zawierających inkluzji i reliktyw mikrytu,
- uczestnictwa w budowie struktur „parasolowatych”, „daszkowatych” itp. (najczęściej spotykanych pod płaskimi klastami i bioklastami).

Relikty mikrytowego mułu węglanowego rejestrowano jedynie jako drobne wtrącenia w neosparycie, charakteryzującym się w związku z tym złą przejrzystością. Wtrącenia te układają się w wielu kryształach w sposób regularny, smużysty lub smużysto-plamisty; towarzyszą im niekiedy najdrobniejsze frakcje detrytusy kwarcowego oraz drobne luseczki minerałów ilastych. W tak wyraźnie przekształconym neomorficznie tle węglanowym jedynie niektóre intraklasty i bioklasty stanowią wyraźniej indywidualizujące się elementy. Cechy ich pierwotnej budowy są jeszcze nieźle czytelne i można stwierdzić, że uległy one relatywnie umiarkowanym przekształceniom w porównaniu z pozostałymi składnikami tła węglanowego.

Tabela 4. Porównanie wybranych cech wapieni bulastych i gruzłowych dewonu kłodzkiego z Gołogłów (dane ilościowe na podstawie analiz mikrometrycznych, w % obj.)

| Cecha | Wapienie bulaste | Wapienie gruzłowe |
|--|--|---|
| Uławicenie | niezbyt regularne (amalgamacja) | regularne |
| Mięszczość ławic | względnie duża | względnie mała |
| Granice ławic | często erozyjne | pofalowane, nierówne |
| Rozmieszczenie składników w ławicy | często gradacyjne | brak gradacji |
| Typ składników węglanowych | „ponadnormatywne” intraklasty | nodule |
| Wielkość składników węglanowych | od kilku do kilkunastu centymetrów | do kilku centymetrów |
| Materiał budujący składniki węglanowe | allmikryty (biomikryty, biointramikryty, biomikrudyty, biointramikrudyty oraz ich odmiany piaszczyste) | biomikryty |
| Różnorodność składników węglanowych | duża | niewielka |
| Granice składników węglanowych z tłem skalnym | zazwyczaj ostre | przeważnie gradacyjne |
| Udział tła skalnego | względnie duży | względnie mały |
| Zawartość szkieletów organizmów planktonicznych w tle | do 4,5% tła | do 16,2% tła |
| Zawartość szkieletów organizmów bentonicznych w tle | do 24,3% tła | do 3,7% tła |
| Udział niewęglanowych składników detrytycznych | bardzo duży, zwłaszcza w tle | mały |
| Dominujące frakcje detrytycznych składników niewęglanowych | piaszczysto-żwirkowe, żwirowe | ilasto-pyłowe, piaszczyste |
| Interpretacja | wapienie detrytyczne | przekształcone diagenetycznie waki wapienne |

SKAŁY WĘGLANOWE

Stwierdzone makroskopowo zróżnicowane wykształcenie poszczególnych pakietów skał węglanowych dewonu kłodzkiego nie znajduje prostego odzwierciedlenia w mikroteksturze tych skał.

Makroskopowo są to różnorako uławiczone wapienie typu bulastego, gruzłowatego i gruzłowego. Gorsze, gruboławicowe wykształcenie wykazują sekwencje skał typu bulastego (obserwowano przejawy amalgamacji ławic). Wyraźnie regularniej, drobniej uławiczone są natomiast wapienie o charakterze gruzłowatym i gruzłowym, przy czym te ostatnie są najczęściej cienkoławicowe. Wapienie typu bulastego zawierają obfite tło marglisto-piaszczyste, podczas gdy wapienie o charakterze gruzłowatym i gruzłowym mają go bardzo niewiele. Wapienie bulaste rozwinięte są w strefie przejściowej od skał okruchowych występujących u podstawy dewonu kłodzkiego do wyżejległej sekwencji wapieni gruzłowatych i gruzłowych.

Pod względem teksturalnym wapienie wykształcone są stosunkowo monotonicznie. Wyraźniejsze różnice teksturalne widoczne są zwłaszcza między wapieniami bulastymi i wapieniami gruzłowymi (tab. 4). Z kolei zróżnicowanie teksturalne wapieni gruzłowych i gruzłowatych polega głównie na niewielkich zmianach udziału allochemów (litolastów, intraklastów, bioklastów, itp.), ich wielkości, upakowania, zawartości tła marglistego, oraz na różnicach w stopniu zaawansowania przekształceń diagenetycznych składników tych skał. Pierwotny charakter tych skał, a zwłaszcza wapieni gruzłowych i gruzłowatych jest w wielu wypadkach trudny do odtworzenia z uwagi na niekiedy głęboki rozwój przekształceń diagenetycznych.

BUDOWA I KLASYFIKACJA

Wapienie bulaste złożone są z makroskopowo wyróżnialnych, niebieskawych buł o budowie mikrytowej rozmieszczonych w marglisto-piaszczystym, brunatnawoszarawym tle skalnym. Zawartość i wielkość buł w poszczególnych ławicach jest zróżnicowana. Z luźnym upakowaniem buł wiąże się zwykle lepsze ich wysortowanie, przy czym przeważa wówczas tendencja do ułożenia dłuższej ich osi zgodnie ze stratyfikacją. Kształty buł w takich ławicach są przeważnie wyraźnie wydłużone, z obłe zaokrąglonymi zakończeniami, rzadziej są to kształty nieregularne lub soczewkowane. W ławicach zawierających ciasno upakowa-

ne buły zauważa się ich gorsze wysortowanie, a poszczególne buły łączą się ze sobą często w sposób suturowy. Ich kształty zbliżone są wówczas do izometrycznych, obłych. Granice z tłem poszczególnych buł są zwykle ostre, zwłaszcza tych, których wielkość mieści się w przedziale od kilku do kilkunastu centymetrów. Gradacyjne granice z tłem miewają natomiast niektóre buły o mniejszej wielkości. Proporcje objętości zajmowanych przez buły i marglisto-piaszczyste tło skalne, ich wielkość, wysortowanie i upakowanie zmieniają się w profilu wielu ławic w sposób charakterystyczny. Największe, źle wysortowane, najciaśniej upakowane buły rozmieszczone są zwykle w pobliżu spągowych, wyraźnie erozyjnych powierzchni granicznych ławic. W kierunku stropu tego rodzaju ławic zawartość, wielkość i wydłużenie buł ulega wyraźnemu zmniejszeniu na rzecz wzrostu zawartości marglisto-piaszczystego tła skalnego. Jednocześnie polepsza się wysortowanie buł przy równoczesnej zmianie ich kształtu z wyraźnie wydłużonego na bardziej owalny, izometryczny.

W budowie wewnętrznej buły te nie wykazują jakiegось szczególnego uporządkowania składników. Są to przekształcone diagenetycznie allmikryty (allochemiczne wapienie mikrytowe) reprezentowane przez biomikryty, biointramikryty, biomikrudyty, biointramikrudyty i silnie piaszczyste ich odmiany. Charakterystyczną cechą odmian zapiaszczonych jest skład petrograficzny litoklastów, analogiczny do składu petrograficznego piaskowców i mułowców występujących w najniższym odcinku utworów dewonu kłodzkiego, czyli zawierających różnorakie fragmenty skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego. Wśród bioklastów główne znaczenie mają chaotycznie rozmieszczone, nieoznaczalne, drobne fragmenty elementów szkieletowych z rozwiniętymi częściowo lub kompletnie powłokami mikrytowymi (fig. 11). Pomędzy tym drobnym detrytusem szkieletowym rozmieszczone są pojedyncze, stosunkowo mało uszkodzone lub nawet kompletne otwornice, małżoraczki o połączonych skorupkach, styliki liliowców, fragmenty skorup ramienionogów, większe fragmenty glonów wapiennych oraz mszywołów. W niektórych bułach redeponowane fragmenty glonów wapiennych tworzą bardzo urozmaicony zespół i uzyskują przewagę ilościową nad pozostałymi bioklastami. Stosunkowo rzadko natomiast spotykano kalcysfery. Spotykano również buły zbudowane głównie z silnie rozdrobnionego detrytusu szkarłupni z występującymi tu i ówdzie pojedynczymi, stosunkowo dużymi

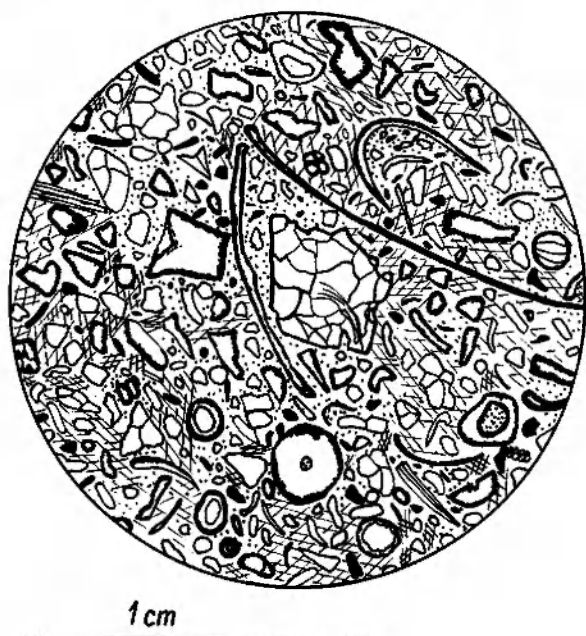


Fig. 11. Jeden z typów allmicrytu tworzącego buły w wapieniach bulastych (szkic płytki cienkiej pod mikroskopem, czarne obwódki to powłoki mikrytowe na detrytusie węglanowym)

Ball-forming allmicrite from ballstones (thin section under a microscope, black rims – micrite envelope the calcareous detrital material)

trochitami liliowców, kompletnymi skorupkami małżoraczków i nielicznymi otwornicami wielokomorowymi. W niektórych bulach obserwowano występowanie licznych, drobnych intraklastów mikrytowych, których pokrój zbliżony do wałeczkowatego i brak wewnętrznej struktury sugerują, że w części mogą to być również allochemy typu pelletów. W części buł obserwowano ponadto występowanie ziarn z otoczką, przypominających kształtem i wielkością ooidy. Wreszcie część buł okazała się pod mikroskopem dużymi, redeponowanymi fragmentami kolonii mszywiolów lub resedymentowanymi, przepojonymi pyłem litoklastycznym skupiskami rurkowatych glonów wapiennych lub glonów wapiennych o budowie warstwowo-komórkowej. Warto podkreślić, że tego rodzaju buły występowały w niektórych ławicach gromadnie, przeważając w nich ilościowo.

Jak już wspomniano, granice buł z marglisto-piaszczystym tłem bywają przeważnie ostre. Jedyne niektóre drobniejsze buły miewają z tłem granice gradacyjne. Granice takie przejawiają się w obrazie mikroskopowym w postaci strefy złożonej ze smugowato przenikających się składników marglisto-piaszczystego tła skalnego i materiału tworzącego buły, modyfikowanej przez nie-

kiedy głęboką penetracją brzeżnej części buł wciwkami i wypustkami tła. Wytyczenie w takich przypadkach ostro zarysowanej linii granicznej nie jest możliwe, a buły takie źle separują się ze skały. Jednocześnie buły tego rodzaju wykazują liczne półplastyczne deformacje powodujące zawile zazębienie się z tłem.

Marglisto-piaszczyste otoczenie buł zawiera dużą liczbę litoklastów (o składzie petrograficznym identycznym z tym, który stwierdzono w sekwencji skał okruchowych z najniższego odcinka utworów dewonu kłodzkiego) oraz bioklastów i drobnych intraklastów rozmieszczonych w zanieczyszczonym minerałami ilastymi neosparycie. Tło skalne wypełniające przestrzeń pomiędzy bułami ma teksturę kierunkową, ujawniającą się dzięki równoległemu ułożeniu dłuższych osi litoklastów, bioklastów i drobnych intraklastów oraz dzięki obecności drobnych smug ilastych. W ciasno upakowanych częściach ławic wapieni bulastych udział tła ogranicza się do przestrzeni w zakątkach pomiędzy bułami, a buły zazębiają się ze sobą za pośrednictwem wąskiej smugi ilastej lub marglistej. W takich przypadkach kontakty buł przypominają często nietypowe szwy stylolitowe o pofalowanym lub nawet ząbkowanym przebiegu.

Zestaw bioklastów uczestniczących w budowie tła skalnego wapieni bulastych jest podobny do składu bioklastów spotykanych w bułach. Istotne różnice polegają na odmiennych proporcjach udziału, znacznie większym pokruszeniu i rozdrobieniu (nie stwierdzono obecności form nieuszkodzonych, kompletnych) oraz powszechnym występowaniu dobrze rozwiniętych powłok mikrytowych. Bardziej wydłużone bioklasty podkreślają często swoim ułożeniem tekstury kierunkowe.

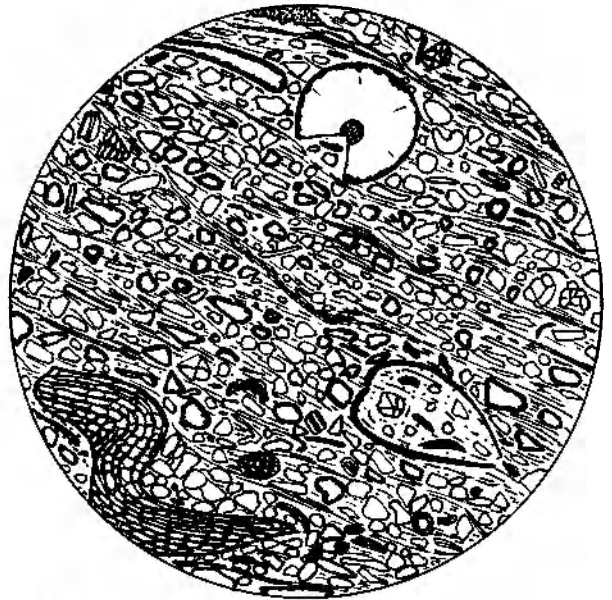
Drobne intraklasty tła są słabo zaokrąglonymi w zakończeniach agregatami zneomorfizowanego mikrytu, zawierającego niekiedy drobne, nieoznaczalne szczątki elementów szkieletowych. Spotykano także drobne intraklasty silnie piaszczystego wapienia sparytowego oraz silnie piaszczystego biomikrytu.

Zmienność litologiczna wapieni bulastych polega zatem głównie na różnicach w liczbie, jakości i wielkości buł węglanowych rozmieszczonych w zmiennej ilości marglisto-piaszczystego tła skalnego. Jednocześnie skład petrograficzny i wykształcenie buł węglanowych są bardzo urozmaicone. Ich charakterystyka mikroskopowa wskazuje, że są to redeponowane, zróżnicowane facjalnie i mikrofacjalnie, w różnym stopniu skonsolidowa-

ne skały węglanowe, które powstały niewiele wcześniej lub niemal równocześnie w tym samym zbiorniku sedymentacji górnodońskiej. Wydaje się zatem uprawnione stosowanie dla tego typu klastów węglanowych określenia „ponadnormatywny” intraklast, mimo że większość z nich wykracza poza przedział wielkości typowych intraklastów (por. Flügel 1978). W takim znaczeniu wapienie bulaste byłyby specyficznymi, silnie zanieczyszczonymi materiałem litoklastycznym wapieniami detrytycznymi o charakterze ciasno lub luźno upakowanych, gruboziarnistych kalcyrudytów, powstałych w związku ze śródformacyjną erozją nieco wcześniej skonsolidowanych w różnym stopniu, zróżnicowanych facjalnie i mikrofacjalnie allmikrytów, równie silnie zanieczyszczonych materiałem litoklastycznym. Materiał litoklastyczny występujący zarówno w składzie buł węglanowych, jak i marglisto-piaszczystego tła pochodzi z erozji różnych skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego. Przyczyn zróżnicowanego pokroju i stopnia utwardzenia buł węglanowych („ponadnormatywnych” intraklastów) wchodzących w skład omawianych wapieni bulastych należy upatrywać w różnicach facjalnych i stopniu konsolidacji skał źródłowych (allmikrytów i ich piaszczystych odmian). Duże, skonsolidowane, łatwo separujące się z tła skalnego buły powstały zapewne przez dezintegrację stosunkowo dobrze już zlitfikowanych allmikrytów. Charakterystyczne jest, że buły tego rodzaju reprezentują odmiany silnie piaszczyste, szczególnie obficie wyposażone w materiał litoklastyczny. Pozostałe, drobne, często zdeformowane półplastycznie, słabo skonsolidowane, źle poddające się separacji z tła skalnego, to buły powstałe przez dezintegrację stosunkowo słabo jeszcze utwardzonych allmikrytów. Charakterystyczne jest, że tego typu buły zawierają stosunkowo mniej zanieczyszczającego je materiału litoklastycznego.

Wapienie gruzłowe i gruzłowate złożone są z przeważnie ciasno upakowanych, soczewkowatych lub soczewkowato-groniastych, jasnych, szarych nodul, oddzielonych od siebie ciemniejszymi smugami marglistymi. Nodularne gruzły wykazują tendencję do łączenia się w soczewkowato-faliste, nierówne ławice. Ławic zbudowanych tylko z izolowanych nodul nie dostrzeżono. Struktura gruzłowata jest najwyraźniejsza w spągowej części sekwencji wapieni gruzłowych i gruzłowatych i ulega stopniowemu zanikowi w coraz to wyższych pakietach tych wapieni, gdzie uławicenie staje się jednocześnie bardziej regularne, a miąższość poszczególnych ławic mniejsza.

W budowie wewnętrznej gruzłów zauważa się występowanie subtelnych, zanikających obocznie smug substancji ilastej i ilasto-węglistej. Smugi te rozmieszczone są falisto-smużyście i podkreślają teksturę kierunkową nodul (lig. 12). Nodularny pokrój jest najlepiej widoczny w tych ławicach,



1mm

Fig. 12. Obraz mikroskopowy wapienia tworzącego nodule w wapieniach gruzłowatych i gruzłowych (szkic płytki cienkiej pod mikroskopem). Próba pobrana z cienkoławicowego pakietu wapieni gruzłowych z Gologłów (tekstura kierunkowa podkreślona falisto-smużyistymi skupieniami substancji ilasto-węglistej)

Thin section of the nodule-forming limestone from nodular and nodular-like limestones. The sample from thin-bedded nodular limestone in Gologłowy. The directional texture is marked with wavy-nebular aggregates of clayey-coaliferous material

które charakteryzują się dużą częstością występowania falisto przebiegających smug ilastych. Ławice o małej liczbie smug ilastych uzyskują charakter bardziej jednolity, masywny, a struktura gruzłowata jest dobrze widoczna jedynie na nadwietrzalnych powierzchniach. Gruzły zbudowane są z allmikrytu mającego postać przekształconego w różnym stopniu diagenetycznie biomikrytu. Drobny detrytus bioklastyczny złożony jest z chaotycznie rozmieszczonych, nieoznaczalnych lub trudno oznaczalnych fragmentów szkieletowych. W takim tle obecne są względnie duże, rzadko rozmieszczone, lecz również w znacznym stopniu uszkodzone lub połamane fragmenty elementów szkieletowych liliowców, małżoraczków, glonów wapiennych, otwornic wielokomorowych, mszywiolów, ramienionogów oraz nieliczne kal-

cysfery. Wiele nieoznaczalnych bioklastów ma częściowo lub kompletnie rozwinięte powłoki mikrytowe. W niektórych przypadkach drobne bioklasty uległy całkowitej mikrytyzacji. Stałym składnikiem wielu gruzłów jest pył i piasek kwarcowo-skalenioowy oraz towarzyszące mu niekiedy w większej liczbie drobne blaszki i łuseczki łuszczyków (muskowit, rzadziej biotyt) oraz chlorytów. Większym koncentracjom piasku kwarcowo-skalenioowego i blaszek łuszczyków w niektórych gruzłach towarzyszą drobne, płaskie intraklasty o jednorodnej, mikrytowej budowie. W spągu takich nagromadzeń obserwuje się występowanie względnie dużych fragmentów szkarłupni, ramionionogów, glonów wapiennych, mszywiolów, otwornic i małżoraczków.

Smużyście, margliste otoczenie gruzłów ma teksturę kierunkową, spowodowaną częstym występowaniem subtelnym, falisto przebiegających lamin ilastych i ilasto-węglistych. Smugi ilaste są szczególnie częste w miejscach bardzo ciasnego upakowania gruzłów. Margliste tło skalne różni się ponadto od gruzłów bardzo powszechnym i obfitym wyposażeniem w pył kwarcowo-skalenioowy, a nawet drobne fragmenty skalne oraz obecnością drobnych blaszek i łuszek łuszczyków i chlorytów, których ułożenie podkreśla teksturę kierunkową. W tle skalnym w porównaniu z sąsiadującymi gruzłami dostrzega się wyraźny niedostatek bioklastów o względnie dużych rozmiarach. Granice pomiędzy gruzłami i otaczającym tłem skalnym są zazwyczaj mniej lub bardziej nieostre, gradacyjne. Tylko wyjątkowo gruzły graniczą z tłem za pośrednictwem wąskiej smugi ilasto-węglistej, przypominającej wyglądem postać nietypowego szwu stylolitowego o falistym, a nawet ząbkowanym przebiegu. Tego typu „szwy” pomiędzy gruzłami są szczególnie częste w miejscach dużego niedostatku tła skalnego. Wydaje się, że tego rodzaju kontakty pomiędzy gruzłami można wiązać z procesami rozpuszczania węglanów pod ciśnieniem (Bathurst 1975). Wskazuje to jednocześnie, że gruzły zachowywały się już w bardzo wczesnym etapie diagenety jak formy lepiej skonsolidowane i utwardzone w stosunku do otaczającego je, uboższego w materię węglanową, marglistego tła skalnego.

Pokrój bioklastów z tła skalnego jest we frakcjach najbardziej rozdrobnionych i pokruszonych bardzo podobny do analogicznych frakcji bioklastów występujących we wnętrzu gruzłów. Stosunkowo mało uszkodzone, rozpoznawalne i względnie duże bioklasty są nieliczne i należą głównie do małżoraczków (często o połączonych skorup-

kach), liliowców oraz nielicznych otwornic wielokomorowych. W niektórych ławicach obserwowano w tle skalnym również większe nagromadzenia szczątków glonów wapiennych. Przeważająca część bioklastów tła wykazuje obecność mniej lub bardziej kompletnie ukształtowanych powłok mikrytowych.

Proporcje objętości zajmowanych przez jaśniejsze, biomikrytowe nodule i otaczającą je wyraźnie ciemniejsze, margliste tło zmieniają się w poszczególnych sekwencjach wapieni gruzłowych i gruzłowatych we względnie niewielkim stopniu. Zawartość marglistego tła skalnego jest względnie największa w najniższej leżącym pakiecie wapieni gruzłowatych i gruzłowych. Tutaj struktura gruzłowa jest najłatwiej czytelna, mimo względnie ciasnego upakowania nodul. W stropowym odcinku sekwencji wapieni gruzłowych i gruzłowatych natomiast udział tła sprowadza się do wąskich, ciemniejszych smug rozmieszczonych pomiędzy bardzo ciasno upakowanymi, ząbwiącymi się często nodulami. W tej części uławiczenie staje się bardziej regularne, a struktura gruzłowa stopniowo ulega zatarciu, poszczególne ławice uzyskują charakter gruzłowo-falisty lub soczewkowo-falisty. Równoległe, w fugach międzyławicowych obserwuje się regularne występowanie cienkich, bardzo ciemnych lamin ilasto-węglistych. Miąższość tych lamin nie przekracza zazwyczaj kilku milimetrów. Przypuszczalnie powstanie tych lamin związane jest z okresowymi zwolnieniami tempa sedymentacji. We wnętrzach tych lamin spotyka się niekiedy bardzo cienkie, laminarno-soczewkowe przewarstwienia najdrobniejszego, nierozpoznawalnego detrytusu bioklastycznego i pyłu litoklastycznego, nawiązujące ułożeniem do stratyfikacji.

Na podstawie analizy mikroskopowej można stwierdzić, że skały te zgodnie z klasyfikacją Dunhama (1962) zmodyfikowaną przez Embry'ego i Klovana (1971) mieszczą się teksturalnie wśród wakstonów i pakstonów (wg spolszczonej terminologii Jaworowskiego 1982). Można je określić jako bio- i litoklastyczne wakstony i pakstony z lokalnie występującym, obfitym tłem marglisto-piaszczystym. Zróżnicowane rozmieszczenie tła powoduje, że skały te uzyskują pokrój gruzłowaty. W kierunku stropu sekwencji wapieni gruzłowych i gruzłowatych przekształcają się one w bardziej masywne mikrobioklastyczne wakstony, wyposażone w pył kwarcowo-skalenioowy, ubogie w margliste tło. Są to pakstony i wakstony równoziarniste, z dobrze wysortowanymi bio- i litoklastami.

SKŁAD CHEMICZNY

Wyniki analiz chemicznych wymagają tylko niewielu komentarzy (tab. 5). Wskazują one jednoznacznie na stosunkowo dużą zawartość składników niewęglanowych w zbadanych próbach skalnych.

Wapienie bulaste charakteryzują się przeciętnie dużą zawartością SiO_2 , K_2O , Na_2O i Fe_2O_3 . W wapieniach gruzłowych wyraźnie większy jest natomiast udział Al_2O_3 oraz FeO i TiO_2 . Jednocześnie oba rodzaje wapieni charakteryzują się podobną zawartością MgO .

Tabela 5. Analizy chemiczne skał węglanowych górnego dewonu z Gołogłów i Łącznej (analizy wykonało laboratorium Katowickiego Przedsiębiorstwa Geologicznego)

Chemical composition of Upper Devonian carbonate rocks from Gołogłowy and Łączna (the chemical analyses performed in the laboratory of the Katowice Geological Enterprise)

| Skład chemiczny Chemical composition w % wag. (wt. %) | 1* | 2* | 3* | 4* | 5* | 6* |
|---|--------|-------|--------|-------|--------|--------|
| SiO_2 | 40,34 | 28,15 | 20,06 | 11,32 | 8,26 | 10,73 |
| TiO_2 | 0,26 | 0,13 | 0,05 | 0,67 | 0,72 | 0,64 |
| Al_2O_3 | 6,69 | 8,02 | 9,11 | 12,84 | 14,31 | 13,06 |
| Fe_2O_3 | 3,71 | 2,94 | 3,28 | 1,23 | 1,18 | 0,95 |
| FeO | 1,16 | 1,07 | 1,24 | 2,74 | 3,05 | 2,87 |
| MnO | 0,52 | 0,34 | 0,17 | 0,22 | 0,33 | 0,29 |
| MgO | 0,81 | 0,92 | 1,03 | 1,20 | 1,19 | 1,12 |
| CaO | 24,09 | 33,28 | 36,55 | 39,03 | 39,17 | 40,08 |
| Na_2O | 0,83 | 0,71 | 0,60 | 0,51 | 0,63 | 0,56 |
| K_2O | 1,95 | 1,50 | 1,19 | 1,09 | 1,37 | 1,28 |
| $\text{H}_2\text{O} +$ | 1,73 | 1,48 | 1,52 | 1,35 | 1,54 | 1,47 |
| $\text{H}_2\text{O} -$ | 0,19 | 0,20 | 0,23 | 0,14 | 0,24 | 0,15 |
| CO_2 | 16,74 | 21,24 | 24,99 | 27,65 | 28,01 | 26,90 |
| Suma - total | 100,02 | 99,98 | 100,02 | 99,99 | 100,00 | 100,00 |

* 1 - bardzo silnie zapiaszczony wapień z bulami z stropowego odcinka pokrywy górnego dewonu w Łącznej; 2 - silnie zapiaszczony wapień bulasty z Gołogłów (pakiet dolny); 3 - silnie zapiaszczony wapień bulasty z Gołogłów (pakiet górny); 4 - wapień gruzłowaty, gruboławicowy z Gołogłów; 5 - wapień gruzłowy, cienkoławicowy z Gołogłów; 6 - wapień gruzłowy, bardziej gruboławicowy z Gołogłów.

1 - psammitic ballstone from the uppermost part of Upper Devonian deposits in Łączna; 2 - psammitic ballstone (lower member) from Gołogłowy; 3 - psammitic ballstone (upper member) from Gołogłowy; 4 - thick-bedded nodular limestone from Gołogłowy; 5 - thin-bedded nodular limestone from Gołogłowy; 6 - thick-bedded, nodular limestone from Gołogłowy.

Szczególne zainteresowanie wzbudza wyraźna przewaga FeO nad Fe_2O_3 w wapieniach gruzłowych, podczas gdy w wapieniach bulastych stosunek ten jest odwrotny. Wskazuje to, jak się zdaje, na redukcyjny charakter środowiska depozycji i diagenety wapieni gruzłowych i pozwala przypuszczać, że w okresie depozycji wapieni gruzłowych panowały warunki abiotyczne, przynajmniej w strefie przydennej zbiornika sedimentacji. Stwierdzenie to nie kłóci się z wynikami obserwacji mikroskopowych. Różny stosunek FeO do Fe_2O_3 w wapieniach bulastych i wapieniach gruzłowych znajduje, jak się zdaje, odzwierciedlenie w barwie tych osadów. Barwa wapieni bulastych jest ogólnie brunatnawa, podczas gdy wapień gruzłowe są zazwyczaj szarawe lub ciemnoszarawe.

Warto podkreślić, że zawartość CaO w zbadanych próbach wapieni jest bardzo podobna do zawartości tego składnika w innych skałach marglistych górnego dewonu Polski, w których średnia zawartość CaO wynosi około 37% (Czajor, Czermiński 1960). Stosunek CaO do MgO w wapieniach i marglach górnego dewonu Polski wynosi około 60, podczas gdy w badanych skałach nie przekracza on zazwyczaj 30.

Pewne niewielkie różnice zawartości CaO i innych składników chemicznych występujące pomiędzy poszczególnymi przeanalizowanymi próbkami da się wytłumaczyć istnieniem normalnej, naturalnej zmienności zawartości tych składników w analizowanych próbach.

W rezultacie można stwierdzić, że zbadane próby skalne odpowiadają pod względem składu

chemicznego skałom marglistym i można je pod tym względem paralelizować z innymi skałami marglistymi górnego dewonu Polski.

DIAGENEZA

Pierwotne tło skalne miało postać zanieczyszczonego minerałami ilastymi i substancją węglistą mikrytowego mułu węglanowego, choć jego charakter jest trudny do odtworzenia z uwagi na silnie rozwinięty neomorfizm. Relikty pierwotnego tła obserwowane są w postaci drobnych, zanieczyszczających inkluzji ciemnego, nieprzejrzystego mikrytu we wnętrzach większych kryształów neosparytu lub w postaci wąskich, smużyстых lub agregatowych skupień reliktyw tego tła rozmieszczonych pomiędzy kryształami neosparytu lub pomiędzy ciasniej upakowanymi bioklastami. Rozrost neosparytu kosztem pierwotnego tła mikrytowego był nierównomierny. W niektórych mikroobszarach liczba i wielkość kryształów neosparytu są tak duże, że stanowi on główny składnik tła omawianych skał węglanowych. W innych miejscach subhedralne kryształy neosparytu rozmieszczone są luźno w tle neomorficznego mikrosparytu lub nawet nietkniętego neomorfizmem mikrytu. Wokół wielu bioklastów obserwuje się występowanie niewielkich obwódek złożonych z neosparytu słupkowego, wzrastającego bezpośrednio od ich powierzchni. Neosparyt tego rodzaju szczególnie powszechnie występuje wokół względnie płaskich ułamków muszli. Wokół fragmentów szkarłupni obserwowano zazwyczaj rozrost neosparytu współosiowego, przy czym często pierwotnie ostre granice między takim bioklastem i otaczającym tłem uległy już silnemu zatarciu. Jedynie w tych przypadkach, gdy takie bioklasty mają dobrze ukształtowaną powłokę mikrytową, granica między bioklastem i otaczającym neomorficznym tłem jest dobrze widoczna. Wynika to zapewne z dużej odporności powłok mikrytowych na przekształcenia diagenetyczne. W rezultacie można stwierdzić, że zazwyczaj selektywny, omijający allochemy rozrost neosparytu jest wskaźnikiem, że skały te odznaczały się pierwotnie mikrytowym tłem skalnym typu mikrytowego mułu węglanowego, zanieczyszczonym w mniejszym lub większym stopniu minerałami ilastymi, substancją węglistą lub pyłowo-piaszczystymi frakcjami składników detrytycznych.

Kryształy neosparytu mają przeważnie podobną wielkość i pokrój zbliżony do izometrycznego, przy czym dominujące są postacie subhedralne. Kryształy te rzadko osiągają wielkość 0,1 mm. Najczęściej mieszczą się one w przedziale

od 0,02 mm do 0,05 mm. Część, szczególnie większych kryształów neomorficznego kalcytu wykazuje obecność zbliżniaczeń polisyntetycznych. Zawarte w wielu kryształach inkluzje mikrytu rozmieszczone są bezładnie lub grupują się wzdłuż powierzchni romboedrycznej łupliwości. Granice między sąsiadującymi kryształami neosparytu są nierówne, ząbkowane lub faliste. Granice neosparytu z relikdami mikrytowego tła są gradacyjne, nasycone licznymi, drobnymi wypustkami mikrytu wnikałającego do wnętrza kryształów neosparytu. Podobnie gradacyjne są granice między neosparytem i allochemami, przy czym często bywają one „dyskordantne”, a allochem jakby „roztapia” się w otaczającym tle neosparytu.

Cement można stwierdzić jedynie w tych nielicznych miejscach tak przekształconych neomorficznie skał, gdzie obserwuje się występowanie przynajmniej reliktyw dwu generacji różniącego się budową cementu wypełniającego przestrzenie porowe (Bathurst 1971). W omawianych skałach cement stwierdzono jedynie w niektórych pierwotnych przestrzeniach porowych znajdujących się we wnętrzach bioklastów, szczególnie w skorupkach otwornic i małżoraczków o połączonych skorupkach. Tego rodzaju cementacja miała głównie miejsce w wapieniach gruzłowatych i gruzłowych. W wapieniach bulastych obok cementu występującego we wnętrzach bioklastów stwierdzano także relikty dwu generacji cementu w przestrzeniach pomiędzy allochemami, szczególnie w miejscach ich bardziej ciasnego upakowania. Tego rodzaju relikty cementu mają bardzo podobne wykształcenie, jak przekształcone neomorficznie relikty cementu występującego w niżejległych, zasobnych w węglanowe tło skalne, skałach okrucowych dewonu kłodzkiego z Łącznej. Brak cementu międzyziarnowego w wapieniach gruzłowatych i gruzłowych sugeruje, że osady te gromadziły się w środowisku o względnie niskiej energii (Folk 1965; Wilson 1969), gdzie istniała możliwość gromadzenia się w przestrzeniach międzyziarnowych mikrytowego mułu węglanowego, a nukleacja cementu została ograniczona do niedostępnych dla tego mułu wapiennego wnętrza niektórych bioklastów. W tym kontekście środowiskiem o względnie większej energii było środowisko depozycji wapieni bulastych, gdzie możliwa była również nukleacja cementu w przestrzeniach międzyziarnowych oczyszczanych lokalnie z mułu węglanowego.

Duża część allochemów ma w mniejszym lub większym stopniu rozbudowane powłoki mikrytowe. Ukształtowane są one w postaci kilku- lub

kilkunastomikronowej grubości warstewki ciemnego, nieprzejrzystego mikrytu o nierównych, zatokowo pofalowanych granicach, otulającego wnętrza bioklastów. W wielu wypadkach biogeniczny charakter allochemów możliwy jest do rozpoznania jedynie dzięki obecności powłok mikrytowych, zachowanych mimo neomorfizmu na przekryształizowanych już wnętrzach bioklastów. Wytworzenie się powłok mikrytowych miało zapewne miejsce jeszcze przed resedymencją detryktusu wapiennego, jako że wiele pokruszonych w trakcie redepozycji bioklastów nie ma powłok mikrytowych w miejscach ich przełamania. Równie charakterystyczny jest brak powłok mikrytowych na tych elementach szkieletowych, które dostarczone zostały do osadu w stanie nieuszkodzonym, kompletnym (np. małżoraczki o połączonych skorupkach lub otwornice). Wskazuje to, że bogaty zespół zmikrytyzowanych bioklastów pochodził z niszczenia płytszych stref dna o stosunkowo bujnym życiu organicznym i mieszał się w miejscu ostatecznej depozycji, gdzie mikrytyzacja już nie zachodziła, z ubogim zespołem szczątków organicznych, pochodzącym z planktonu pływającego w przypowierzchniowej części wód.

Jednym z charakterystycznych przejawów diagenetyki omawianych wapieni są procesy protostylolityzacji, które szczególnie często obserwowano w ciasno upakowanych ławicach wapieni bulastych lub w ławicach ubogich w marglisto-piaszczyste tło skalne wapieni gruzłowatych i gruzłowatych. Protostylolity rozwinęły się w nich przeważnie na styku buł lub sąsiadujących gruzłów i mają postać falisto-ząbkowane przebiegających smug ilastych lub ilasto-węglistych. Tylko wyjątkowo formy takie przechodzą w otaczające, margliste tło skalne i wówczas ułożeniem nawiązują zazwyczaj do stratyfikacji. Procesy protostylolityzacji należy wiązać z procesami rozpuszczania pod ciśnieniem wywieranym przez nadkład, przy czym ciśnienia te, a zatem i miąższość nadkładu musiały być umiarkowane w związku z względnie nikłym rozwojem stylolityzacji. Jednocześnie, mimo znacznego wychylenia z pierwotnego położenia (kilkudziesięciostopniowe upady), brak jest wyraźniejszych przejawów stylolityzacji omawianych skał węglanowych powiązanych z deformacjami tektonicznymi. Z tymi deformacjami można natomiast wiązać rozwój „strzałki” kalcytowej, tnącej diagonalnie w wielu miejscach ławice węglanowe (fig. 13). Są to przeważnie klinowato rozwarłe, kilkumilimetrowej do kilkucentymetrowej miąższości szczeliny, wypełnione białawo przejrzystym, kilkufazowym, grubokrystalicznym

kalcytem. Na podstawie wzajemnych relacji geometrycznych można wyróżnić kilka generacji przenikających się różnokierunkowo „strzałek”.

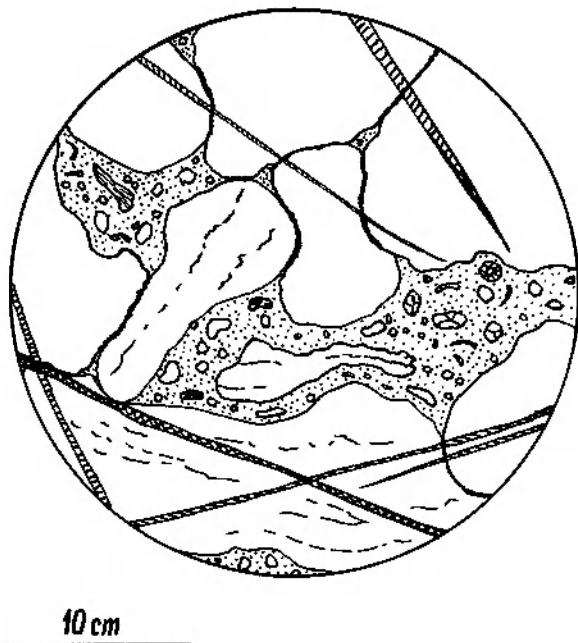


Fig. 13. Fragment ławicy silnie piaszczystego wapienia bulastego z Gologłów (szkic zglądu). Różnokierunkowo przebiegająca „strzałka” kalcytowa
Polished section of psammitic ballstone from Gologłowy.
Note, a multidirectional calcite “arrow”

Wapienie o strukturze gruzłowatej i gruzłowej spotykane są bardzo często w różnowiekowych zespołach skał węglanowych, w tym i w osadach węglanowych górnego dewonu (Łobanowski 1968; Miłaczewski 1968; Szulczewski 1971; Dądzal 1975; Matyja 1975; Radlicz 1977; Narkiewicz 1978 a,b; Pawłowska, Pawłowski 1978). Struktura gruzłowa jest tłumaczona bądź jako wytwór działania różnorodnych czynników mechanicznych rozrywających lub naruszających pierwotną strukturę osadu w kierunku wytworzenia gruzłów (Radlicz 1977 oraz zestaw literatury u Jurgana 1969 i Tuckera 1973), bądź też jako rezultat przekształceń diagenetycznych, powodujących lepszą konsolidację gruzłów w stosunku do marglistego tła już we wczesnym, eogenetycznym etapie diagenetyki (Hollmann 1962; Gründel, Rosler 1963; Hallam 1967; Choquette, Pray 1970; Jenkins 1974; Noble, Howells 1974). Za diagenetyczną genezę struktury gruzłowatej wypowiedział się także Narkiewicz (1978a) opierając się na badaniach górnodewońskich wapieni gruzłowych z okolic Olkusza i Zawiercia.

W świetle dotychczasowych spostrzeżeń należy uznać badane wapienie gruzłowe i gruzłowe dewonu kłodzkiego z Gołogłów za rezultat wczesnodiagenetycznych przekształceń osadu marglistego, zwłaszcza że brak jest w nich wyraźniejszych przesłanek i dowodów wskazujących na istnienie warunków sprzyjających destrukcyjnemu, niszczącemu pierwotną strukturę osadu działaniu czynników mechanicznych, szczególnie takich, jak niestateczne warstwowanie gęstościowe czy ruchy masowe w osadzie, świadectw procesów pograzowych czy rozrywania kompakcyjnego. Wydaje się, że diagenetycznej rozbudowie struktury gruzłowej tych skał sprzyjało istnienie już pierwotnego zróżnicowania osadu na soczewkowato-laminarne skupienia bardziej zasobne w detrytus szkieletowy, bardziej grubookruchowe i lepiej przemyte (znikomy udział minerałów ilastych), które były rozmieszczone w otaczającym je marglistym tle, bardziej zasobnym w elementy szkieletowe organizmów planktonicznych. Gromadzenie soczewkowato-laminarnych skupień następowało w wyniku często powtarzającej się redepozycji detrytusu wapiennego, przemieszczanego ze stref bardziej płytkowodnych, o bujniejszym rozwoju fauny bentonicznej, ku strefom głębiej położonym, zapewne abiotycznym. W okresach względnego spokoju deponowany był głównie marglisty muł i elementy szkieletowe organizmów planktonicznych. Diagenetyczna konsolidacja soczewkowato-laminarnych nagromadzeń detrytusu szkieletowego rozmieszczonych w ubogim, marglistym tle dała zapewne początek rozwoju struktury gruzłowej osadu. Mechanizm takiej wybiórczej konsolidacji nie jest dostatecznie jasny i być może miał on charakter selektywnej cementacji, której oznaki zostały później zatarte w wyniku działania neomorfizmu. Na funkcjonowanie lokalnych skupień detrytusu wapiennego jako ośrodków nukleacji cementu wskazuje między innymi

mi Jenkyns (1974). Zatem skupienia te w trakcie dalszych, późniejszych etapów diagenetyki powinny zachowywać się jak obszary bardziej utwardzone i skonsolidowane (nodule). Sugestię tę zdają się potwierdzać obserwacje występowania protostyolitów w miejscach stykania się gruzłów, podczas gdy analogicznych form nie zauważono we wnętrzach nodul.

Zupełnie inną genezę należy przypisać natomiast bułom węglanowym, będącym głównym składnikiem wapieni bulastych. Pojęcia „gruzel” i „buła” są dotychczas często traktowane jak synonimy opisujące ten sam typ składników pewnego rodzaju wapieni (facje Griotte, Ammonitico rosso, wapienie bulaste, wapienie gruzłowe). Na podstawie przeprowadzonych badań utworów dewonu kłodzkiego z Gołogłów zarysowała się potrzeba rozgraniczenia zakresu stosowania terminu „buła” i terminu „gruzel”. W związku z tym termin „gruzel” zarezerwowano dla opisu składników osadu wapiennego w jego tradycyjnym znaczeniu. Termin „buła” opisuje składniki osadu wapiennego o genezie intraklastowej, przypominające nieco ogólnym wyglądem gruzły. Są to specyficzne „ponadnormatywne” intraklasty, powstałe przez działanie „niestandardowych” mechanizmów kreujących, związanych z syndeponicyjnymi ruchami dyferencyjnymi zachodzącymi w strefie granicznej basenu sedymentacyjnego i obszaru alimentującego go. Na skutek tego niewiele wcześniej powstałe, nieco już utwardzone osady facji węglanowych dewonu kłodzkiego ulegały dezintegracji i redepozycji w formie nietypowych „ponadnormatywnych” intraklastów, wyglądem makroskopowym przypominających szczególnie duże gruzły. Ich charakterystyka petrograficzna wskazuje jednoznacznie, że są to jednak fragmenty różnych facji osadów węglanowych dewonu kłodzkiego.

POCHODZENIE MATERIAŁU OSADOWEGO

Już na przełomie franu i famenu zaznaczyły się w Sudetach Środkowych procesy tektoniczne, prowadzące do wypiętrzenia wzdłuż stref dyslokacyjnych pewnych ich bloków, przy równoczesnym, niekiedy bardzo intensywnym, obniżaniu innych bloków (Gunia 1985). Ruchy te zostały dotychczas udokumentowane między innymi w osadach górnodewońskich depresji Świebodziec (Porębski 1981). Trwały one z różnym nasileniem od górnego franu do najniższych poziomów turneju (Gunia 1985), czyli przypadały nieomal do-

kładnie na okres tworzenia się pokrywy dewonu kłodzkiego.

W depresji Świebodziec ruchy tektoniczne stworzyły warunki sprzyjające intensywnej erozji osadów dolnego i środkowego franu, powstałych w związku z transgresją morza górnodewońskiego w obszar Sudetów Środkowych. Otoczaki frańskich zlepieńców podstawowych, szarogłazów, mułowców i wapieni koralowo-brachiopodowych transportowane były na niewielką odległość i osadzone zostały wzdłuż skarpy uskokowej

w formie dużych, złożonych stożków aluwialnych (Porębski 1981). Lokalnie erozji ulegały również skały fundamentu krystalicznego (gnejsy sowiogórskie oraz wapienie krystaliczne, łupki krystaliczne, przeobrażone skały magmowe bliżej nie znanego, przedkarbońskiego podłoża niecki śród-sudeckiej – „masywu południowego”?).

Rozwijająca się wówczas równolegle, zachodząca w warunkach niepokoju tektonicznego w Sudetach Środkowych, transgresja morza górnodewońskiego w okolicach Kłodzka sięgnęła na obszar metamorfiku kłodzkiego, masywu gabrowo-diabazowego Nowa Ruda–Ślupiec oraz na SE część prasowigórskiego obszaru gnejsów, który był wówczas jeszcze obniżony (Oberc, Górecka 1959). Dokładny zasięg pokrywy dewonu kłodzkiego ku N i NW nie jest znany. Należy jednak przypuszczać, że utwory dewonu kłodzkiego nie sięgały zbyt głęboko na teren gnejsów sowiogórskich, ponieważ w tym samym czasie NW część kry sowiogórskiej oraz W i NW część „masywu południowego” dostarczały już materiał okrucowy do depresji Świebodziec.

O składzie petrograficznym materiału okrucowego wchodzącego w skład spągowej sekwencji dewonu kłodzkiego z Gołogłów i Łącznej, którą można paralelizować w przybliżeniu z tzw. warstwami podstawowymi, decydowała głównie litologia najbliższych położonych obszarów alimentacyjnych, otaczających bezpośrednio dewoński zbiornik sedymentacyjny (skały krystaliczne metamorfiku kłodzkiego). Drugim ważnym składnikiem spągowej sekwencji skał dewonu kłodzkiego z Gołogłów i Łącznej są resedymentowane fragmenty (buły, „ponadnormatywne” intraklasty) skał węglanowych górnego dewonu, które w stanie mniej lub bardziej skonsolidowanym włączone były do tych przeważnie grubookrucowych osadów. Udział buł wyraźnie rośnie w kierunku stropu omawianej sekwencji, przy jednoczesnym zmniejszaniu się zawartości detrytycznego materiału niewęglanowego. Biorąc pod uwagę frański wiek, przypisywany dotychczas warstwom podstawowym (Gürich 1902; Michael 1914; Bederke 1929), oraz brak konodontów wskaźnikowych famenu w dolnych partiach tych warstw (Chorowska 1974, 1979), przy równocześnie bardzo wyraźnych przejawach resedymentacji, można sądzić, że są to skały, które powstały w związku z jednoczesnym niszczeniem nieco wcześniej utworzonych wapieni górnodewońskich (być może górnego franu) i ich krystalicznego fundamentu (metamorfiku kłodzkiego).

W rezultacie, uwzględniając bardzo wyraźne

przejawy resedymentacji, należałoby się spodziewać w tej części utworów dewonu kłodzkiego z Gołogłów występowania fauny mieszanej, górnego franu i famenu (dotyczy to również konodontów). Wydaje się, że czynnikiem powodującym lokalną resedymentację nieco wcześniej utworzonych facji dewonu kłodzkiego w tej części Sudetów Środkowych były umiarkowane, pionowe ruchy blokowe obszarów otaczających i części brzeżnej podłoża górnodewońskiego basenu sedymentacyjnego. Ich najbardziej spektakularnym świadectwem są, jak się zdaje, nietypowe intraklasty zbudowane z różnych odmian facjalnych i mikrofacjalnych wapieni, które zostały określone mianem „ponadnormatywnych” intraklastów (buł). Wydaje się, że na erozję narażone były ograniczone obszary, różniące się wyraźnie budową geologiczną, wyznaczone przez synsedymencyjne ruchy blokowe podłoża. Wskazuje na to wyraźne zróżnicowanie składu petrograficznego spągowej sekwencji dewonu kłodzkiego z poszczególnych wystąpień (Dzikowiec – wapienie z okrucami gabr, Gołogłowy – wapienie z okrucami skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego).

Po okresie depozycji materiału grubookrucowego spągowej sekwencji dewonu kłodzkiego z Gołogłów i Łącznej (zlepienie z przelawiczeniami piaskowców i mułowców oraz wapienie bulaste) rozpoczyna się stopniowo sedymentacja wapieni gruzłowatych i gruzłowych, stanowiących w pewnym przybliżeniu odpowiednik wapienia głównego z Dzikowca. Z dotychczasowych obserwacji wynika, że wapienie gruzłowate i gruzłowe powstawały przez sukcesywnie powtarzające się akty redepozycji drobnego detrytus wapiennego (bioklasty, nieliczne intraklasty), przemieszczanego ze stref bardziej płytkowodnych, o bujniejszym rozwoju świata organicznego do stref zbiornika górnodewońskiego głębiej położonych, w których panowały prawdopodobnie warunki zbliżone już do abiotycznych, przynajmniej w strefie przydennej. Redeponowanemu detrytusowi wapiennemu towarzyszyły niewielkie ilości materiału ilastopiaszczystego. W interwałach czasu zawartych pomiędzy kolejnymi aktami redepozycji drobnego detrytus wapiennego następowała natomiast spokojna depozycja marglistego mułu wapiennego. W świetle klasyfikacji Dunhama (1962) osady te można określić mianem drobnoziarnistych wak wapiennych. W rezultacie przekształceń diagenetycznych uległy one przemianie w skały o pokroju gruzłowatym i gruzłowym, przy czym czytelność struktury gruzłowej uzależniona jest głównie od wielkości udziału marglistego tła w skale.

Środowiskiem sedymentacji wapieni gruzłowych i gruzłowatych były zapewne głębsze części ówczesnego morza, którego szelfowe płycizny dostarczały główną część detrytusu wapiennego. Paleobatymentria wapieni gruzłowych jest interpretowana rozmaicie. Najczęściej sądzi się, że powstawały one w morzach o głębokości do kilkuset metrów (por. przegląd literatury u Narkiewicza 1978a). Podobny wniosek można wyciągnąć również w odniesieniu do wapieni gruzłowych i gruzłowatych dewonu kłodzkiego z Gołogłów. Wydaje się, że morze to ulegało pogłębieniu w okresie depozycji osadów górnej części sekwencji wapieni gruzłowych i gruzłowatych z Gołogłów. Wskazuje na to zmniejszenie się przeciętnej miąższości ławic, ich bardziej jednorodna budowa oraz występowanie w fugach międzyławicowych cienkich, ciemnych lamin ilasto-węglistych z bardzo delikatnymi smugami najdrobniejszego, nierozpoznawalnego detrytusu bio- i litoklastycznego.

Ruchy tektoniczne zaznaczyły się ponownie w najwyższych ogniwach dewonu kłodzkiego. Ich przejawem byłaby obecność zlepieńca śródformacyjnego w osadach górnego dewonu na Owczej Górze w Kłodzku, zawierającego faunę mieszaną, świadczącą o przeróbce śródformacyjnej osadów powstałych od górnej części poziomu *Bispathodus costatus* do poziomu *Siphonodella sulcata* włącznie oraz analogiczna fauna mieszaną w wapieniach poziomu *Siphonodella Triangulus inaequalis*

w środkowej części kamieniołomu w Dzikowcu, a także fauna mieszaną w wapieniach poziomu *Bispathodus costatus* z Owczej Góry w Kłodzku (Chorowska 1979). Dowodzi to wyraźnych, obejmujących cały obszar dewonu kłodzkiego, powtarzających się zmian warunków sedymentacji, powodujących tworzenie się luk sedymentacyjnych i śródformacyjnej przeróbki znacznej partii osadów w najwyższej części famenu i najniższej części turneju. Z tymi zmianami należy zapewne łączyć brak wyższych ogniw famenu i niższego turneju w Gołogłwach oraz powstanie tutaj stropowej sekwencji wapieni bulasto-gruzłowych, średnioławicowych, silnie zapiaszczonych, odpowiadających wyższej części poziomu *Polygnathus styriacus* i najniższej części poziomu *Bispathodus costatus* (Chorowska 1979). Powstanie tej sekwencji skalnej jest zapewne związane z ogólną tendencją zmian zachodzących na pograniczu famenu i turneju, spowodowanych ruchami tektonicznymi.

Przytoczone wyżej spostrzeżenia wskazują wyraźnie na wpływ synsedymencyjnych ruchów tektonicznych w tej części Sudetów Środkowych na kształtowanie się pokrywy dewonu kłodzkiego. Największą rolę odegrały one w okresie powstawania spągowej sekwencji dewonu kłodzkiego z Gołogłów oraz w jego sekwencji stropowej. Ruchy te można datować orientacyjnie na dolne poziomy famenu oraz na przełom famen–turneju.

PODSUMOWANIE

Przedstawione wyniki obserwacji oparte są głównie na materiałach zebranych w okolicy Gołogłów i Łącznej. Dopiero po opracowaniu dalszych wystąpień dewonu kłodzkiego możliwa będzie pełniejsza, bardziej syntetyczna charakterystyka utworów dewonu kłodzkiego. Jednak już dotychczasowe rezultaty upoważniają do wyciągnięcia kilku wniosków.

1. Zbadane wystąpienia utworów górnego dewonu z Gołogłów i Łącznej są powiązаныmi pierwotnie ze sobą, powstałymi w tym samym zbiorniku sedymentacyjnym fragmentami pokrywy osadowej, która stanowiła jeden, wyraźnie odrębny cykl sedymentacyjny, nie powiązany z dewonem i karbonem struktury bardzkiej. W okolicy Gołogłów i Łącznej utwory górnego dewonu zalegają bezpośrednio na skałach metamorfiku kłodzkiego. Z badań petrograficznych jednoznacznie wynika, że kontakt utworów dewonu kłodzkiego z Gołogłów i Łącznej z ich metamorficznym podłożem jest kontaktem sedymentacyj-

nym. Wydaje się natomiast, że stropowa powierzchnia ograniczająca utwory dewonu kłodzkiego z Gołogłów i Łącznej ma charakter tektoniczny. Utwory te kontaktują wzdłuż nasunięcia z utworami struktury bardzkiej. Współcześnie maksymalna miąższość pokrywy dewonu kłodzkiego nie przekracza 65 m. Wydaje się, że i w przeszłości jej miąższość była podobna lub niewiele większa.

2. Transgresja morza górnodewońskiego w okolicy Gołogłów i Łącznej rozwijała się w warunkach niepokoju tektonicznego, przy umiarkowanych, pionowych ruchach blokowych obszarów otaczających i części podłoża górnodewońskiego basenu sedymentacyjnego. Ruchy tektoniczne o ograniczonej intensywności odegrały największą rolę w okresie powstawania spągowej sekwencji utworów górnodewońskich (dolne poziomy famenu) oraz stropowej sekwencji pokrywy dewonu kłodzkiego (na przełomie famenu i turneju), czyli w początkowym i końcowym okresie

tworzenia się tej pokrywy. W związku z umiarkowanymi, synsedymacyjnymi ruchami bloków podłoża na erozję narażone były ograniczone, różniące się wyraźnie budową geologiczną, obszary. W okresie szczególnego nasilenia ruchów tektonicznych o składzie materiału okruchowego dostarczanego do basenu sedymencyjnego decydowała głównie litologia najbliższej położonych obszarów alimentujących, otaczających bezpośrednio dewoński zbiornik sedymencyjny. Synsedymacyjnej erozji ulegały również niewiele wcześniej zdeponowane i nieco zlitfikowane utwory należące do górnodewońskiej pokrywy osadowej, rozwinięte w postaci płytkowodnych facji węglanowych, zanieczyszczonych niekiedy bardzo obficie występującym niewęglanowym materiałem detrytycznym pochodzącym z erozji ich metamorficznego podłoża.

3. Pokrywa dewonu kłodzkiego z Gółogłów i Łącznej obejmuje dwa wyraźnie różniące się zespoły litologiczne: zespół skał okruchowych oraz zespół skał węglanowych. Zespół skał okruchowych złożony jest z drobno- i średnioziarnistych petromiktycznych parazlepieńców o jednofazowym, krustyfikacyjnym, kalcytowym cementie sparytowym typu porowego, przeławiconych piaskowcami typu subszarogłazów o składzie arenitów litycznych z jednofazowym, sparytowym i mikrosparytowym cementem bazalnym. Głównymi składnikami tych skał są fragmenty skał krystalicznych metamorfiku kłodzkiego oraz występujące w mniejszej ilości, przeważnie w składzie tła skalnego, resedymentowane fragmenty prawie równoległych skał węglanowych górnego dewonu. Zawartość tych resedymentowanych fragmentów wyraźnie wzrasta w kierunku stropu tej sekwencji i skały okruchowe przechodzą w sposób ciągły w wyżejległy zespół skał węglanowych. Spągowy odcinek zespołu skał węglanowych stanowią wapienie bulaste, stanowiące specyficzny typ wapieni detrytycznych złożonych z allmikrytowych bul o cechach nietypowych, „ponadnormatywnych” intraklastów, powstałych wskutek niestandardowych mechanizmów kreujących, związanych z syndepozycyjnymi ruchami dyferen-

cyjnymi zachodzącymi w strefie granicznej basenu sedymencyjnego i obszaru alimentującego go. Wapienie gruzłowate i gruzłowe stanowią główny składnik zespołu skał węglanowych dewonu kłodzkiego. Są to przekształcone diagenetycznie waki wapienne, powstałe w głębszych częściach ówczesnego morza, którego (prawdopodobnie) przybrzeżne płycizny dostarczały główną część detrytusu wapiennego. Sekwencją zamykającą zespół skał węglanowych dewonu kłodzkiego są wapienie bulasto-gruzłowe, silnie zapiaszczone zwłaszcza w stropie. Są one rezultatem ogólnej tendencji do spływania się zbiornika górnego dewonu na pograniczu famenu i turneju. Ich charakter, pośredni między wapieniami bulastymi i wapieniami gruzłowymi, jest zapewne rezultatem aktywizacji syndepozycyjnych ruchów dyferencyjnych w formie śródbasenowych skarp uskoko- wych.

4. Skład chemiczny skał węglanowych z Gółogłów i Łącznej jest bardzo podobny do składu chemicznego skał marglistych górnego dewonu Polski. Analizy chemiczne oraz reakcje chemiczne i mikrochemiczne dowodzą braku przejawów działania dolomityzacji w zbadanych skałach.

5. Stan zaawansowania procesów diagenetycznych znamionują przemiany polegające na wypieraniu przez neosparyt kwarcu i skaleni wchodzących w skład klastów niewęglanowych oraz neomorficzne przekształcenia detrytusu wapiennego i jego tła. Stopień zaawansowania tych przekształceń można ogólnie określić jako umiarkowany. Jednocześnie nie stwierdzono wyraźniejszych oznak działania silnych ciśnień. Jako przejaw niezbyt daleko posuniętej kompaktacji można uznać protostylolityzację. Z deformacjami tektonicznymi można powiązać rozwój „strzałki” kalcytowej.

6. Powstanie struktury gruzłowej zinterpretowano jako rezultat wczesnodiagenetycznych przekształceń soczewkowato-laminarnych nagromadzeń drobnego detrytusu wapiennego rozmieszczonego w marglistym tle wak wapiennych.

Sosnowiec, marzec 1987 r.

LITERATURA

- BATHURST R.G.C., 1971: *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Developments in Sedimentology 12, s. 620, Elsevier, Amsterdam.
- 1975: *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Developments in Sedimentology 12, wyd. 2, Elsevier, Amsterdam.
- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Palaeontol.*, 7, s. 1–50.
- 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Palaeontol.*, 7/23, s. 429–524.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 54/2, s. 207–244.
- CHOROWSKA M., 1974: Devon górny okolic Kłodzka w

- światle wyników badań konodontowych (Sudety Środkowe). Praca doktorska (maszynopis). Arch. Oddziału Dolnośląskiego IG, Wrocław (in Polish only – Ph. D. thesis, unpublished).
- 1979: Fauna i stratygrafia górnego dewonu oraz problem granicy dewon/karbon, [w:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego*. The selected stratigraphic, petrographic and tectonic problems of the region east of the Sowie Góry gneissic block and the Kłodzko metamorphic units. Materiały Konferencji Terenowej. Nowa Ruda, s. 153–157, Wrocław.
- CZAJOR E., CZERMINSKI J., 1960: Zmienność zawartości wapnia i magnezu w skałach węglanowych na obszarze Polski bez Karpat (kom. wstępny). Variableness of content of calcium and magnesium in carbonate rocks on Polish territory, excluding the Carpathians (preliminary report). *Kwart. Geol.*, 4, s. 459–467.
- DADLEZ J., 1975: Petrografia osadów dewonu w strefie Gościno-Człuchów niecki pomorskiej. Petrography of the Devonian sediments in the Gościno-Człuchów zone of the Pomerania Trough (North-Western Poland). *Kwart. Geol.*, 19/3, s. 515–536.
- DAPPLES E.C., 1967: Silica as agent in diagenesis, [w:] Larsen G., Chilingar G.V. (red.), *Diagenesis in Sediments*. Elsevier, Amsterdam.
- DUNHAM R.J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, s. 108–121.
- EMBRY A.F., KLOVAN E.J., 1971: Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geol. Rundsch.*, 61/2.
- FLÜGEL E., 1978: *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*, s. 454, Springer, Berlin.
- FOLK R.L., 1965: Some aspects of recrystallizations in ancient limestones. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, s. 14–48.
- FREYER G., 1968: Conodontenfunde aus dem Oberdevon und Unterkarbon von Dzikowice Kłodzki (Ebersdorf) und Gogołowy (Hollenu) in Dolny Śląsk (Niederschlesien). *Geologie*, Jb. 17/1.
- GRÜNDEL J., RÖSLER H.J., 1963: Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. *Geologie*, Jb. 12/9, s. 1000–1038.
- GUNIA T., 1977: Fauna górnodewońska obszaru Kłodzka (Sudety Środkowe). The Upper Devonian fauna from the area of Kłodzko (Middle Sudetes). *Acta Univ. Wratisl.*, 378, *Pr. Geol.-Miner.*, 6, s. 15–33.
- 1979: Fauna i stratygrafia górnego dewonu oraz problem granicy dewon/karbon, [w:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego*. The selected stratigraphic, petrographic and tectonic problems of the region east of the Sowie Góry gneissic block and the Kłodzko metamorphic units. Materiały Konferencji Terenowej. Nowa Ruda, s. 158–160, Wrocław.
- 1985: Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię paleozoiku Sudetów Środkowych. Geological position of the Sowie Góry block and its influence on the paleogeography of the Paleozoic of Central Sudetes. *Geol. Sudetica*, 20/2, s. 83–119.
- GÜRICH E., 1902: Zur Diskussion über dass Profil von Ebersdorf. *Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges.*, 54, s. 57–65.
- HALLAM A., 1967: Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. *Scott. J. Geol.*, 3/2, s. 195–220.
- HAYDUKIEWICZ J., 1977: Stratygrafia serii zdanowskiej w północnej części struktury bardzkiej na podstawie konodontów. Praca doktorska (maszynopis). Biblioteka Uniw. Wrocławskiego, Wrocław (in Polish only – Ph. D. thesis, unpublished).
- 1979: Stratigraphy of the Zdanów Series in the northern part of the Baro unit on the basis of conodonts. *Geol. Sudetica*, vol. 14/2, s. 75–102.
- HOLLMANN R., 1962: Über Subsolution und die “Knollenkalke” des Calcare Ammonitico Rosso Superiore in Monte Baldo (Malm, Norditalien). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.* 1962/4, s. 163–179.
- JAWOROWSKI K., 1982: W sprawie spolszczenia klasyfikacji skał węglanowych Dunhama. Towards Polish names consistent with Dunham's classification of carbonate rocks. *Prz. Geol.*, 4, s. 194–195.
- JENKYNS H.C., 1974: Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. *Spec. Publ. Intern. Ass. Sedim.*, 1, s. 249–271.
- JURGAN H., 1969: Sedimentologie des Lias der Berchtesgaderer Kalkalpen. *Geol. Rundsch.*, 58/2, s. 464–501.
- ŁOBANOWSKI H., 1968: Wstępne dane o dewonie w strefie strukturalnej Chojnice (północno-zachodnia Polska). Preliminary notes on the Devonian in the structural zone of Chojnice (NW Poland). *Acta Geol. Polon.*, 18/4, s. 765–781.
- MATYJA H., 1975: Biostratygrafia famenu z profilu wiercenia Chojnice 4 (Pomorze Zachodnie). Biostratigraphy of the Famennian from the Borehole Chojnice 4 (Western Pomerania). *Acta Geol. Polon.*, 25/1, s. 141–152.
- MICHAEL R., 1914: Über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Glatz. *Jb. d. Preuss. Geol. L. – Amt.*, 33/2.
- MILACZEWSKI L., 1968: Porównanie dewonu obszaru lwowskiego i lubelskiego (streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, 12/4, s. 1053–1055 (in Polish only).
- NARKIEWICZ M., 1978a: Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. Stratigraphy and facies developments of the Upper Devonian in the Olkusz-Zawiercie area, Southern Poland. *Acta Geol. Polon.*, 28/4, s. 415–482.
- 1978b: Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. Genesis of nodular structure in Upper Devonian limestones, Olkusz-Zawiercie area. *Kwart. Geol.*, 22/4, s. 693–705.
- NOBLE J.P.A., HOWELLS K.D.M. 1974: Early marine lithification of the nodular limestones in the Silurian of New Brunswick. *Sedimentology*, 21/4, s. 597–609.
- OBERC J., 1957: *Region Gór Bardzkich (Sudety)*, s. 284, Wyd. Geol. Warszawa (in Polish only).
- 1968: Okolice Kłodzka, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. 1, Stratygrafia cz. 1. Prekambr i paleozoik, s. 350–352, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1972: *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, Tektonika, Sudety i obszary przyległe, s. 307, Wyd. Geol., Warszawa.
- OBERC J., GÓRECKA T., 1959: Dolnokarbońska erozja serii górnodewońskich na południowym brzegu gnejsów sowiogórskich. Lower Carboniferous erosion of the Upper Devonian series on southern margin of Sowie Góry gneisses. *Kwart. Geol.*, 3/1, s. 44–56.
- PAWŁOWSKA K., PAWŁOWSKI S., 1978: Charakterystyka

- utworów paleozoicznych (karbon, dewon) na podstawie otworu wiertniczego w Rudzie Strawczyńskiej. The characteristic of Paleozoic (Carboniferous and Devonian) deposits on the basis of borehole profile from Ruda Strawczyńska. *Kwart. Geol.*, 22/4, s. 679–690.
- PETTIJOHN F.J., 1957: *Sedimentary Rocks*, s. 718, Harper, New York.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1973: *Sand and Sandstone*. s. 618, Springer, New York.
- PORĘBSKI S., 1981: Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie). Świebodzić succession Upper Devonian-Lowest Carboniferous: a prograding mass flow dominated fan-delta complex. *Geol. Sudetica*, 16/1, s. 101–185.
- POWERS M.C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sedim. Petrol.*, 23, s. 117–119.
- RADLICH K., 1977: Geneza i rozwój osadów gruzłowych w osadach dewonu górnego w południowo-wschodniej części Polski (streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, 21/4, s. 915–916 (in Polish only).
- SZULCZEWSKI M., 1971: Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Polon.*, 21/1, s. 1–128.
- TEISSEYRE A.K., 1975: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the kulm' alluvial fans in the western Intra-Sudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, 9/2, s. 7–135.
- TUCKER M.E., 1973: Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 142/3, s. 320–350.
- WILSON J.L., 1969: Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones, [w:] Friedman G.M., (red.), *Depositional Environments in Carbonate Rocks. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, 14, s. 4–19, Menasha.
- WOJCIECHOWSKA I., 1966: Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Geology of the metamorphic massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka. *Geol. Sudetica*, 2, s. 261–296.
- 1979: Relacje pokrywy osadowej do podłoża metamorficznego, [w:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego*. The selected stratigraphic, petrographic and tectonic problems of the region east of the Sowie Góry gneissic block and the Kłodzko metamorphic units. *Materiały Konferencji Terenowej*. Nowa Ruda, s. 140–141, Wrocław.

PETROGRAPHY OF UPPER DEVONIAN SEDIMENTARY ROCKS IN GOŁOGŁOWY AND ŁĄCZNA (THE KŁODZKO DEVONIAN FORMATION), THE SUDETES MTS

Włodzimierz LAPOT

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Wydziału Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

Summary

ABSTRACT. Upper Devonian sedimentary rocks that occur in Gologłowy and Łączna form a central part of the belt of small outcrops of the Kłodzko Devonian Formation situated along western and south-western margins of the Bardzkie Mts Structure. Devonian rocks overlie crystalline rocks of the Middle Sudetes Mts and are related to the separate depositional cycle, which was not associated with those that gave rise to the Devonian and Carboniferous deposits in the Bardzkie Mts Structure.

This depositional cycle comprises two distinctly different groups of rocks: clastic rocks at the bottom, and carbonate rocks at the top. The first group consists of fine-to-medium grained petromictic paraconglomerate with a porous calcite cement. Sandstones of the greywacke type having composition of lithic arenites with a basal calcite cement are a minor constituent of this group. Major detrital components of these rocks are crystalline rocks of the Kłodzko Metamorphicum as well as redeposited and penecontemporaneous Upper Devonian carbonate rocks. The second group, carbonate rocks group, consists of nodular, nodular-like limestones, ballstones, and nodular ballstones. The ballstones are transitional rocks between clastic rocks and carbonate rocks. They are a peculiar variety of detrital limestone composed of "beyond measure" intraclasts (balls). They formed due to syndepositional differential movements that took place in the border zone of the depositional basin near the source region. The thickest members of the carbonate group are nodular and nodular-like limestones. They are diagenetically altered and facially differentiated calcareous waxes.

Transgression of the Late Devonian sea in the Kłodzko vicinity developed during the tectonic activity that resulted in moderate en bloc movements of the border-land as well as of the source parts of the depositional basin. Those movements played major role at the very beginning and at the end of the formation period of the Kłodzko Devonian Formation.

There are two regions in the Middle Sudetes Mts from which Upper Devonian sedimentary rocks are known. These are: The Świebodzice Depression and the vicinity of Kłodzko.

The Upper Devonian rocks that occur in the vicinity of Kłodzko are called the Autochthonous Kłodzko Devonian (Oberc 1972) or the Kłodzko Devonian Formation (Chorowska 1979). They are exposed in several famous outcrops in Dzikowiec (the Wapnica Hill), Łączna, Ścinawica, Gologłowy, and Kłodzko (the Owcza Mts, Półwiejska street and Mariańska street, Fig. 1). Presumably, calcareous siltstones in Podzamek are, in fact, Upper Devonian deposits thermally altered at the contact with the Kłodzko-Złoty Stok granitic intrusion (Fig. 1). Sedimentary rocks of the Kłodzko Devonian Formation have been studied principally for their stratigraphy and tectonics (Bederke 1924, 1929; Oberc 1957, 1972; Freyer 1968; Chorowska 1974, 1979; Wojciechowska 1979).

Rocks of the Kłodzko Devonian Formation occur along the boundary between two important tectonic units: the

Bardzkie Mts Structure and the Kłodzko Metamorphicum. In some area the Bardzkie Mts Structure overthrusts deposits of the Kłodzko Devonian Formation during the Sudetic phase of the Variscan orogeny (Oberc 1972). It is believed, that there is no sedimentary transition between the Kłodzko Devonian Formation and Devonian and Carboniferous deposits of the Bardzkie Mts Deposits. The Kłodzko Devonian Formation belongs to the separate depositional cycle, which developed even in Late Carboniferous.

Thickness of the Kłodzko Devonian Formation does not exceed 65 m (Fig. 2). The thickest and the most representative section through this formation has been recognized in Dzikowiec (the Wapnica Hill). The other sections are incomplete (Chorowska 1979).

The total thickness of Upper Devonian rocks in Gologłowy is approximately of 55 m. The lowermost as well as upper horizons of the Kłodzko Devonian crop out there except for Famienian and lowermost Tournaisian, which, in turn, have been documented in Dzikowiec (Freyer 1968; Chorowska 1974, 1979) and Kłodzko (Gunia 1979; Chorowska 1979).

The beds strike app. N-S and dip with 40-50° E. Carbonate rocks of the Kłodzko Devonian Formation in Gologłowy may be divided into three groups. First one, lowermost, 16-18 m thick, is built up of psammitic limestone, which may be subdivided into two members (Fig. 3). What these two members have in common is the presence of calcareous balls, which can be treated as "beyond measure" intraclasts, and abundance of noncalcareous detrital material. However, the bedding is different in these two members. While beds in the lower member are diffuse, thick, sometimes amalgamated and usually with no structures, the beds of the upper member are thin and show clear graded bedding. Both members, the lower, 10 m thick, and the upper, 6 to 8 m thick, may be jointly named psammitic ballstone. They can also be correlated with the basal limestone, which is a facial equivalent for the so-called Basal Beds from Dzikowiec (Chorowska 1979). The second group of carbonate rocks is represented by nodular and nodular-like limestones (Fig. 3). They are regularly thin-bedded and poor in noncalcareous detrital material. The interbedded space is occupied by thin coaly-clayey layers. The lower part of this relatively thick sequence of rocks (26 m)

consists of thick-bedded nodular limestone, whereas the upper part, 18 m thick, is built up of thin-bedded nodular limestone. The uppermost, 13 m thick third group of carbonate rocks consists of medium-bedded nodular ballstone (Fig. 3). In hand-specimens enrichment in detrital noncalcareous material can be observed in the rocks towards the uppermost part of the section. Both, the second and third groups may be considered as an equivalent to the so-called Main Limestone from Dzikowiec.

The overall thickness of Upper Devonian deposits in Łączna is 25 to 30 m. They overlie metamorphic rocks of the Kłodzko Metamorphicum (Wojciechowska 1979). Strike direction and dip angle of the beds is exactly the same as in the Gologłowy locality, described previously. Conglomerates and sandstones occasionally interbedded with mudstones form the

lowermost, 10 to 12 m thick, part of the rocks sequence. All these rocks are abundant in calcareous matrix. Dark grey, coarse-grained and ill-sorted conglomerates (Fig. 4) are predominant in this sequence of rocks. Middle part of the section is occupied by rocks that are texturally similar to psammitic ballstones from Gologłowy (Figs. 3 and 4). Thickness of these rocks is 8 to 11 m. The uppermost part of the deposits in Łączna, 5 to 7 m in thickness, consists of psammitic ballstones that contain less noncalcareous detrital material than underlying rocks. Moreover, their bedding is better and they have higher amounts of close-packed calcaceous balls, which may be treated as "beyond measure" intraclasts. The Devonian rocks from Łączna seem to be a counterpart for the Basal Beds in Dzikowiec.

PETROGRAPHY

In this chapter results of studies on 80 thin sections of rocks representative for the Kłodzko Devonian Formation in Gologłowy and Łączna are summarized (Figs. 3 and 4).

Clastic rocks. Conglomerates in Łączna are composed of pebbles of crystalline rocks derived from the Kłodzko Metamorphicum (sericite-rich phyllite, chlorite shists, crystalline limestone, graphite phyllite, amphibole-epidote rock, quartzite, crystalline dolomite, "greywacky" phyllite, quartz, siliceous rocks, K-feldspars, and plagioclases, Tab. 1).

Single, "beyond measure" intraclasts of redeposited Upper Devonian carbonate rocks form a second important group of constituents of the framework (Tab. 1).

The framework is mud-supported, though some well-packed beds are grain-supported (Fig. 5). Disc-like, spheroidal or elliptical grains fall into the class of semirounded grains according to the Powers (1953) pattern (Fig. 6). The grains vary in size from 4.0 mm to 64 mm (Fig. 7). Therefore, the conglomerates are ill-sorted with the unevenly-grained framework.

Petrographic composition of the matrix is close to that of the framework (Tab. 1). However, it should be stressed that the matrix is enriched in intraclasts of Upper Devonian carbonate rocks and is abundant in redeposited remains of the *Bryozoa* colonies. Biomicrite and biosparite facies, that had formed slightly earlier than the conglomerates in the same sedimentary environment, were destroyed and then redeposited. The sparry cement is composed of calcite. This is one-phase, porous and crustificational cement.

The conglomerates can be, therefore, determined as fine- to medium-grained petromictic paraconglomerates with a monophase, porous and crustificational calcite cement. The presence of penecontemporaneous intraclasts of carbonate rocks and bioclasts is their peculiar feature. Calcareous detrital material is particularly abundant in the matrix, being a minor constituent of the framework (Tab. 1).

Sandstones and siltstones are, similarly to the conglomerates, composed of clasts of crystalline rocks of the Kłodzko Metamorphicum. The only difference between them consists in different amounts of particular rock-forming constituents (compare Tabs. 2 and 1). On the other hand, high amounts of carbonate intraclasts and bioclasts in both, sandstones and siltstones frameworks is noticeable. The amount of these detrital material increases upwards the succession of the clastic rocks.

Noncalcareous grains are semirounded according to the

Powers (1953) pattern. Grain-size distribution in the sandstones is bimodal or even polymodal, especially in beds that contain gravel fraction (Fig. 8). The sandstones are chiefly mud-supported and rarely grain-supported with floating grains (Fig. 9). Pores within the framework are filled with the cement and occasionally with the granular, poor matrix. The amount of the matrix does not exceed 15% of the rock volume. The absence of the clayey fraction and the scarcity of phyllosilicates reflect the good washing of the sediment. The basal cement is abundant, whereas the porous, monophase, sparry and microsparry calcite cement is rare. The amount of the cement increases rapidly upwards the detrital rocks succession.

Contrary to the sandstones, amounts of lithic fragments decrease and mineral grains content increases in the siltstones (Tab. 3). In these rocks the ultrafine calcareous detrital material is ubiquitous. Therefore, these rocks may be designated as lithic arenite of Pettijohn *et al.* (1973) or lithic sandstone, subgreywacke type according to the Pettijohn's (1957) classification.

Diagenesis resulted chiefly in substitution of detrital quartz and feldspars by neosparite. Moreover, neomorphic alteration of the carbonate detrital material and its matrix took also place. The cement formed at the early stage of diagenesis, presumably due to direct precipitation of calcite from the porous brine. Primarily, it probably was the two-phase cement (radial or palisade-like cement A and mosaic cement B). Diagenetic alteration of the carbonate detrital material resulted in neomorphism of microsparite and sparite that occur among intraclasts and bioclasts. The presence of selected, isometric neosparite, which is abundant in inclusions and relics of micrite, indicates that the rocks under consideration contained, beside the cement, micritic mud that formed the primary matrix.

Carbonate rocks. These are nodular, nodular-like limestones, and ballstones. Irregular bedding is characteristic of the ballstones (amalgamation of beds can be often observed), whereas nodular and nodular-like limestones have a regular bedding. The former variety of limestone is usually thin-bedded. The ballstones are enriched in marly-psammitic matrix (Tab. 4).

The ballstones consist of bluish micritic balls set in the marly-psammitic brown groundmass. The amount and size of the balls vary from bed to bed. The better is packing of the balls the better is their sorting. The largest, poor-sorted and

Table 4. Comparison of selected features of ballstones and nodular limestones from the Kłodzko Devonian Formation in Gogołowy (quantitative data on the basis of modal analysis, vol. %)o

| Feature | Ballstones | Nodular limestones |
|---|--|--|
| Bedding | irregular (amalgamation) | regular |
| Thickness of beds | relatively high | relatively low |
| Distribution of constituents within the bed | frequently gradational | lack of gradation |
| Boundary of the bed | frequently erosional | wavy, uneven |
| Calcareous constituents | "beyond measure" intraclasts | nodules |
| Size of calcareous constituents | up to 20 cm | up to 10 cm |
| Composition of calcareous constituents | allmicrites (biomicrites, biointramicrites, biomicrudites, biointramicrudites, as well as their psammitic varieties) | biomicrites |
| Variability of calcareous constituents | high | low |
| Boundary between the calcareous constituents and matrix | usually sharp | predominantly gradational |
| Amounts of matrix | relatively abundant | relatively poor |
| Amounts of plancton remains in the matrix | up to 4,5%o | up to 16,2%o |
| Amounts of benthos remains in the matrix | up to 24,3%o | up to 3,7%o |
| Amounts of noncalcareous detrital material | extremely high, especially in the matrix | low |
| Predominant fraction of noncalcareous detrital material | psammitic-gravel, gravel | clayey-silt, psammitic |
| Interpretation | detrital limestones | diagenetically altered calcareous wackes |

close-packed balls occur at the erosional floor of the beds. The amounts of balls and their size decrease upwards the beds, whereas the content of matrix increases in this direction.

The internal structure of the balls does not reveal any ordering in their constituents distribution. The balls are composed of diagenetically altered allmicrites (biomicrites, biointramicrites, biomicrudites, and biointramicrudites), more or less contaminated with sand or lithoclastic pelite. The allmicrites had formed altogether penecontemporaneously in the same sedimentary basin (as it is indicated by the fossils) and then were redeposited (Fig. 11). Therefore, designation of the balls as "beyond measure" intraclasts seems to be justifiable, since size of many of the balls falls far beyond the range predicted for typical intraclasts (see Flügel 1978).

Marly-psammitic surrounding of the balls is made up of numerous fine lithoclasts, bioclasts, and intraclasts that occur within the clayey neosparite. Composition of bioclasts from the matrix is similar to that of balls-forming bioclasts.

Therefore, the balls may be considered as very specific, highly contaminated by the lithoclastic material, detrital limestones having structural features of close- or freely-packed calcirudites. They formed as a result of intraformational erosion of microfacially differentiated and lithoclasts-rich allmicrites. Lithoclastic material that occur in the balls and within the matrix is derived from crystalline rocks of the Kłodzko Metamorphicum. Different shape of the balls, as well as differences in the degree of their consolidation can be explained in terms of microfacial differentiation of the source rocks (allmicrites).

Nodular-like and nodular limestones consist of close-packed lensoidal nodules separated from each other by darker streaks of marly material. Nodules tend to aggregate to form wavy and irregular beds of grapestones. Beds with single nodules have not been observed. The nodular texture of the

limestones is distinct in the lower reaches of this sequence of carbonate rocks and becomes faint upwards, where the bedding is more regular.

The nodules consist of allmicrite showing features of diagenetically altered biomicrite. The fine-grained bioclastic detrital material is composed of randomly distributed skeletons which could not be examined properly. Relatively large, solely skeletons of crinoids, ostracods, calcareous algae, bryozoans, foraminifers, brachiopods, and calciphyre can be recognized in the matrix (Fig. 12). Quartz-feldspar pelite and psammite, associated with tiny flakes of micas (muscovite, rarely brown biotite) and chlorite are the common components of the nodules. The directional texture of the streaky, marly surrounding of the nodules is caused by the abundance of wavy, clayey and coally-clayey laminae. The marly matrix differs from the nodules by the abundance of quartz-feldspar pelite and deficiency of relatively large bioclasts. Boundaries between the nodules and the matrix are usually gradational.

According to the Dunham's classification (1962), modified by Embry and Klovan (1971) the above described rocks can be named as wackstones and packstones. Nodular appearance of the rocks formed during diagenesis as a result of variable distribution of the matrix. For simplicity they can be referred to as wackstones.

Chemical composition (Tab. 5) of the carbonate rocks is close to that of marly rocks. In the nodular limestones FeO exceeds Fe₂O₃, whereas in the ballstones Fe₂O₃ is predominant. This suggests reducing conditions during sedimentation and diagenesis of the nodular limestones. It may be concluded, therefore, that the sedimentation of the nodular limestones took place in the abiotic environment at the bottom of the depositional basin.

Diagenesis processes caused neomorphic alteration of the calcareous detrital material and its matrix. Pristine matrix of

these rocks was, presumably, micritic carbonate mud contaminated with clay minerals and coally material. Relics of that matrix can be still observed as a tiny inclusions of micrite within the large crystals of neosparite or as nebular aggregates dispersed in the neosparite. The genuine cement was found only in the porous space of bioclasts. In the ballstones neomorphic cement occurring in the intraballs space, chiefly among the densely-packed balls, was also observed. Traces of protostylolitization were observed in those beds that contained close-packed balls as well as in marly-psammitic matrix – poor nodular limestones. Protostylolites developed mainly at the contact between balls or nodules (Fig. 13).

In the light of data given above one may conclude that the nodular limestones formed due to early diagenesis of marly sediments. Diagenetic consolidation of the lensoidal and lamellar aggregates of framework-forming detrital material, that occur in the marly-psammitic matrix, presumably gave rise to the development of the nodular texture. Mechanism of this selective consolidation is not clear. May be, it was a selective cementation, results of which were lately rubbed out. This

suggestion seems to be confirmed by the fact that protostylolites occur at the contact between nodules, whereas they are entirely absent inside the nodules.

Carbonate balls, which are a main component of the ballstones, are of entirely different origin. The terms nodule and ball have frequently been treated synonymously to express a particular textural feature of some kind of limestones. In the light of the present study on the Devonian deposits in Gologłowy it is essential to distinguish between these two terms. Therefore, the term nodule is used throughout this work in its original and classical meaning, whereas the term ball has been used to describe those components of the calcareous deposits that being in general similar to nodules are, in fact, of intraclasts origin. The balls formed due to “nonstandard” mechanisms related to the contemporaneous differential movements, that took place in the border zone of the depositional basin. Those movements caused the erosion of loose calcareous sediments, which were lately redeposited in the form of “beyond measure” intraclasts.

ORIGIN OF THE SEDIMENTARY MATERIAL

Tectonic activity that took place in the Central Sudetes Mts on the turn of Frasnian resulted in the uplifting of some regions and lowering of others (Gunia 1985). This activity lasted till the earliest Tournaisian, e.g. it coincided with the formation of the sedimentary rocks of the Kłodzko Devonian.

Lithology of the basal strata of the Kłodzko Devonian Formation reflects the lithology of the source area of the Devonian sedimentary basin. The beds from Gologłowy and Łączna are built up chiefly of detrital material derived from the Kłodzko Metamorphicum. The second important lithology of the basal beds is represented by “intraclasts” (balls) of Upper Devonian carbonate rocks. Presumably, moderate en bloc movements of the Upper Devonian sedimentary basin and its framework regions account for the redeposition of slightly earlier formed Upper Devonian deposits. These movements are also reflected in upper units of the Kłodzko Devo-

nian Formation. Lithologically, these en bloc movements are echoed in intraformational conglomerates bearing mixed fauna of latest Famennian and earliest Tournaisian. Moreover, a stratigraphic hiatus covering the same period of time marks this tectonism. Formation of nodular limestones is related to the calm period of deposition. They formed due to cyclic redeposition of fine calcareous detrital material, which was transported from shallow water, abundant in organic life, towards deeper parts of the basin. Abyssal parts of sea formed the depositional environment for these sediments. The occurrence of subtle clayey-coally laminae in the inter-beds space, interstratified with ultrafine, unrecognizable bioclasts and lithoclasts, reflects, probably, periodically decreasing rate of sedimentation.

Translated by Janusz Janeczek