

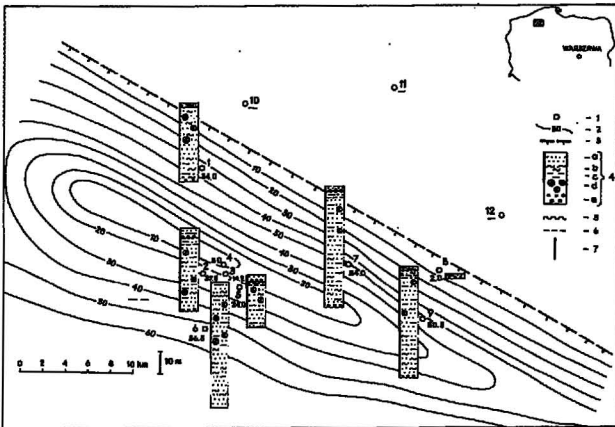
CZERWONY SPĄGOWIEC W STREFIE BIELICA—OLSZANOWO W ŚWIETLE NOWYCH BADAŃ

UKD 551.736.1/3.02(438—16)

Petrologia utworów czerwonego spągowca w strefie Bielica—Olszanowo jest słabo poznana. Publikowane i archiwalne opracowanie litologiczno-złożowe utworów permu dolnego z tego obszaru (1, 3, 8, 11) mają w większości założenie hipotetyczne z powodu słabego rozpoznania geologicznego. Położenie omawianego rejonu na przedpolu wyżyny pomorskiej (8, 11) nie sprzyja rozważaniom hipotetycznym z powodu dużej zmienności warunków sedimentacji w brzeźnych strefach tego typu basenów akumulacyjnych (9).

Prowadzone w strefie Bielica—Olszanowo w latach 1987—1989 intensywne prace geologiczno-poszukiwawcze dostarczyły bogatego materiału rdzeniowego z czerwonego spągowca. Dzięki temu było możliwe przeprowadzenie badań litologicznych, sedimentacyjnych, petrograficznych, rentgenograficznych i innych osadowej serii saksonu reprezentującej tu utwory permu dolnego.

W artykule autor zwraca uwagę na dwudzielność



Ryc. 1. Mapa miąższości czerwonego spągowca z litologią wybranych profili

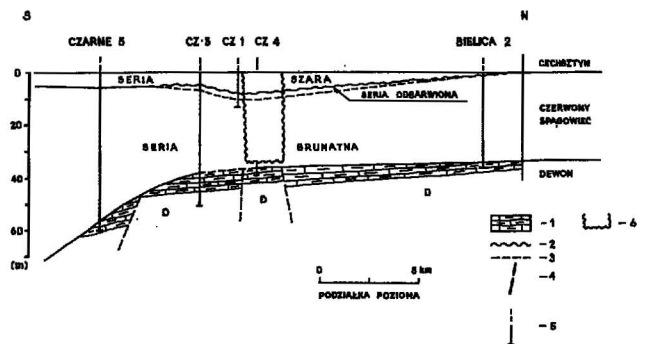
Otwory wiertnicze: 1 — Bielica 2, 2 — Czarne 3, 3 — Czarne 1, 4 — Czarne 4, 5 — Czarne 2, 6 — Czarne 5, 7 — Sokole 1, 8 — Olszanowo 1, 9 — Debrzno IG 1, 10 — Bielica 1, 11 — Rzeczenica 1, 12 — Człuchów IG-1; objaśnienia: 1 — otwór wiertniczy, 2 — izopachyta czerwonego spągowca w m, 3 — zasięg czerwonego spągowca, 4 — schematyczny profil litologiczny: a — piaskowce, b — mułowce, c — ilowce, d — nodule anhydrytowe, e — zlepionce, 5 — granica spągowa serii szarej, 6 — zasięg pionowy serii odbarwionej, 7 — interwały rdzeniowane

Fig. 1. Map of thickness of the Rotliegendes deposits and the lithology in selected boreholes

Boreholes: 1 — Bielica 2, 2 — Czarne 3, 3 — Czarne 1, 4 — Czarne 4, 5 — Czarne 2, 6 — Czarne 5, 7 — Sokole 1, 8 — Olszanowo 1, 9 — Debrzno IG 1, 10 — Bielica 1, 11 — Rzeczenica 1, 12 — Człuchów IG 1; 1 — borehole, 2 — isopach of the Rotliegendes deposits, in metres, 3 — limit of the Rotliegendes, 4 — schematic lithological column, a — sandstones, b — mudstones, c — claystones, d — anhydritic nodules, e — conglomerates, 5 — bottom boundary of the grey series, 6 — vertical limit of decoloured series, 7 — cored interval

utworów saksonu pomijaną w dotychczasowych opracowaniach (3, 8, 11). Wyjaśnia różnice genetyczne pomiędzy stropową, piaszczysto-ilastą serią szarą a niżej leżącą piaszczysto-mułowcowo-ilastą serią brunatną wraz z rozdzielającym je wyraźnym poziomem erozyjnym (ryc. 1, 3).

W opracowaniu wykorzystano wyniki badań petrologicznych rdzeni z otworów wiertniczych wykonanych przez Zakład Poszukiwań Nafty i Gazu w Pile. Rodzaje skał okruchowych oznaczono na podstawie badań mikroskopowych płytek cienkich. Materiały dotyczące wykształcenia czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Debrzno IG-1 zaczerpnięto z opracowania J. Pokors-

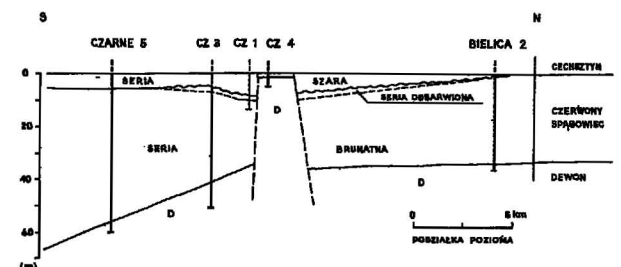


Ryc. 2. Przekrój utworów czerwonego spągowca na linii Czarne 5 — Bielica 2 w odniesieniu do stropu utworów P1. Sytuacja w czasie sedimentacji

1 — dewon, wapień zailone, ilowce, 2 — granica spągowa serii szarej, 3 — zasięg pionowy serii odbarwionej, 4 — dyslokacje, 5 — otwór wiertniczy, 6 — powierzchnia niezgodności erozyjnej

Fig. 2. Cross-section through the Rotliegendes deposits along the Czarne 5 — Bielica 2 line in relation to the top of the Rotliegendes (situation during the deposition)

1 — Devonian, marly limestones, claystones, 2 — bottom boundary of grey series, 3 — vertical limit of decoloured series, 4 — dislocation, 5 — borehole, 6 — erosional surface



Ryc. 3. Przekrój utworów czerwonego spągowca na linii Czarne 5 — Bielica 2 w odniesieniu do stropu utworów P1. Sytuacja obecna: objaśnienia jak na ryc. 2; w profilu Czarne 4 występuje tylko seria brunatna

Fig. 3. Cross-section through the Rotliegendes deposits along the Czarne 5 — Bielica 2 line in relation to the top of the Rotliegendes (present situation); explanation as in Fig. 2; in the Czarne 4 borehole only brown series occurs

kiego (10). Badania SEM utworów detrytycznych i XRD minerałów ilastych w próbach sedimentowanych wykonano w laboratorium ZPNiG w Wołominie. Badania własności zbiornikowych utworów czerwonego spągowca oraz charakterystykę ilościową i jakościową spoiwa wykonano w laboratorium ZPNiG w Pile.

Wszystkim osobom i instytucjom, które przyczyniły się do powstania prezentowanego opracowania serdecznie dziękuję.

WYKSZTAŁCENIE CZERWONEGO SPĄGOWCA

Utwory czerwonego spągowca w strefie Bielica – Olszanowo są pozbawione serii wylewnej autunu i leżą niezgodnie na dewonie górnym (ryc. 2, 3). Maksymalna miąższość tych utworów stwierdzona w otworze wiertniczym Czarne 5 wynosi 56,5 m (ryc. 1). Nie bez znaczenia dla obecnego rozkładu miąższości utworów czerwonego spągowca jest wpływ tektoniki. Wyraźną redukcję miąższości saksonu (do ok. 10 m) obserwujemy w strefie podniesienia utworów dewońskich (ryc. 1, 3).

Seria saksowska wykazuje dwudzielność widoczną już na etapie makroskopowej obserwacji rdzeni wiertniczych. Wyróżnia się wyraźnie szarą serią stropową osiagającą w otworze Czarne 1 miąższość 8,0 m oraz piaszczysto-mułowcowo-ilastą serią brunatną o miąższości 30–50 m (ryc. 1). W spągu serii szarej występuje (poza profilem Czarne 5) poziom zlepieńcowy lub poziom z tocząciami ilastymi (profil Czarne 1) o miąższości 5–7 cm (ryc. 1, 4).

Poniżej granicy erozyjnej obserwuje się poziom odbarwiony (szaro-brunatny) genetycznie związany z niżej leżącą serią brunatną. Poziom odbarwiony posiada analogiczne struktury sedimentacyjne oraz identyczne z obserwowanymi w serii brunatnej formy występowania anhydrytu. Seria szara lokalnie zalega przekraczając na serii brunatnej. Potwierdza to profil z Olszanowa 1, w którym stwierdzono występowanie serii szarej saksonu o miąższości 2,0 m leżącej bezpośrednio na dewonie (ryc. 1).

Utwory serii szarej czerwonego spągowca mogą być

również potencjalną serią zbiornikową gazu ziemnego. Potwierdził to otwór wiertniczy Czarne 1, dając przyływ gazu ziemnego o wydajności 200 Nm³/min., zawierającego ok. 67,3% węglowodorów.

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA

Seria szara jest reprezentowana przez piaskowce szare laminowane iłowcem szaroseledynowym.

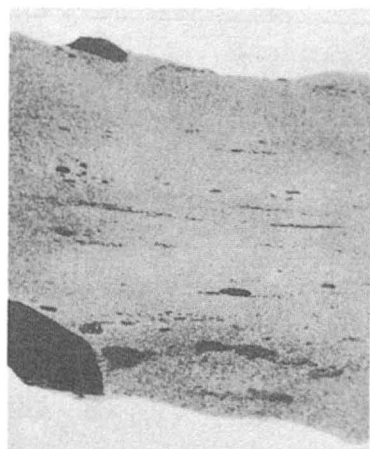
P i a s k o w c e – są to skały o strukturze różnoziarnistej z udziałem ziarn frakcji drobnej, średniej i bardzo drobnej (ryc. 4, 9). W piaskowcach występuje laminacja pozioma i warstwowanie frakcyjne. Tekstura kierunkowa często słabo widoczna. Materiał okruchowy nie obtoczony i słabo obtoczony. Stopień upakowania składników mineralnych wysoki.

W składzie piaskowców serii szarej dominuje kwarc (65–90%) o prostym i falistym wygaszaniu światła. Skalenie alkaliczne i plagioklasy, częściowo zwietrzałe, stanowią domieszkę do 7%. Pozostałe składniki to okruchy zdewitryfikowanego szkliwa wulkanicznego, wapieni, kwarcytów i podrzędnie – okruchy iłowców. Przeważa spoiwo (do 15%) węglanowo-ilaste, węglanowe i krzemionkowo-ilaste z udziałem anhydrytu. Omawiane skały zaliczono do arenitów litycznych (7).

I ł o w c e – skały te zabarwione są na seledynowo lub szaroseledynowo. Najczęściej iłowce charakteryzują się drobną laminacją poziomą. Głównymi składnikami iłowców są: illit, kaolinit, chloryty, lyszczki, węglany (kalcyt, w mniejszej ilości dolomit) i materiał klastyczny (kwarc).

Seria brunatna jest reprezentowana przez piaskowce, mułowce i podrzędnie występujące iłowce (ryc. 5, 6, 7).

P i a s k o w c e – są to skały o strukturze różnoziarnistej z udziałem ziarn frakcji średniej, drobnej i bardzo dobrej. Udział ziarn frakcji drobnej i bardzo drobnej jest wyższy niż w piaskowcach serii szarej. W utworach tych powszechnie występuje laminacja pozioma (ryc. 5). Materiał okruchowy jest dobrze obtoczony. Stopień upakowania składników mineralnych zróżnicowany. Zia-



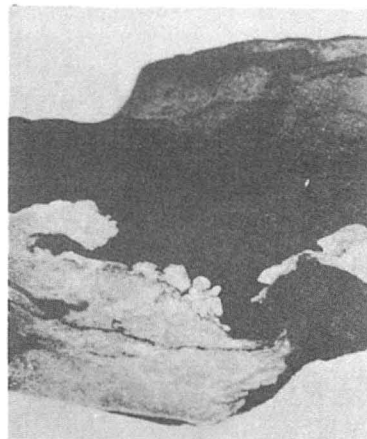
Ryc. 4. Piaskowiec różnoziarnisty z tocząciami ilastymi na granicy serii szarej z serią odbarwioną; Czarne 1, głęb. 3812,4 m; $\times 0,66$

Fig. 4. Fine to coarse-grained sandstone with clay balls at the grey series-decoloured series boundary; Czarne 1 borehole, depth 3812.4 m; $\times 0,66$



Ryc. 5. Mułowiec z anhydrytem, laminowany drobnoziarnistym piaskowcem. Widoczne rozmoczenia erozyjne lamin; Czarne 5, głęb. 3811,8 m; $\times 0,66$

Fig. 5. Mudstone with laminae of fine-grained sandstone and with anhydrite. Notice distinct erosion of laminae; Czarne 5 borehole, depth 3811.8 m; $\times 0,66$



Ryc. 6. Piaskowiec laminowany mułowcem z anhydrytem w formie kongrecji; Czarne 2, głęb. 3823,6 m; $\times 0,66$

Fig. 6. Sandstone with mudstone laminae and with anhydrite concretions; Czarne 2 borehole, depth 3823.6 m; $\times 0,66$

rna mineralne frakcji drobnej charakteryzują się wyższym stopniem upakowania od ziarn frakcji średniej.

W składzie mineralnym omawianych piaskowców dominuje kwarc (50–70%) o prostym i falistym wygaszaniu światła. Występuje domieszka skaleni alkalicznych i plagioklazów (do 4%) i jest niższa od obserwowanej w serii szarej. Występuje również zdewitryfikowane szkliwo wulkaniczne, okruchy kwarcytów i liczne (do 10%) okruchy skał węglanowych w większości doskonale obtoczone. Dominuje spoiwo (do 35%) typu podstawowego i porowego – węglanowe, węglanowo-ilaste i ilasto-żelaziste z anhydrytem. Piaskowce serii brunatnej zaliczono również do arenitów arkozowo-litycznych.

M u ł o w c e – są skałami o strukturze aleurytowej i aleurytowo-pelitowej, bezteksturalne lub o teksturach kierunkowych (laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, soczewkowe) często zaburzonych. W mułowcach występuje domieszka rozproszonego materiału piaszczystego jak również w postaci lamin, soczewek i smug. Główne składniki mułowców to: kwarc, muskowit, minerały rudne. Spoiwem jest substancja ilasta z udziałem węglanów i krzemionki.

I ł o w c e – są skałami intensywnie zabarwionymi

na czerwono-brunatno. Najczęściej mają drobną, gęstą laminację poziomą lub falistą. Głównymi składnikami ilowców są minerały ilaste (kaolinit, illit, chloryty) oraz łyszczyki, kwarc i węglany. Iłowce złożone wyłącznie z minerałów ilastych występują sporadycznie. Wśród materiału grubego występuje kwarc i minerały rudne.

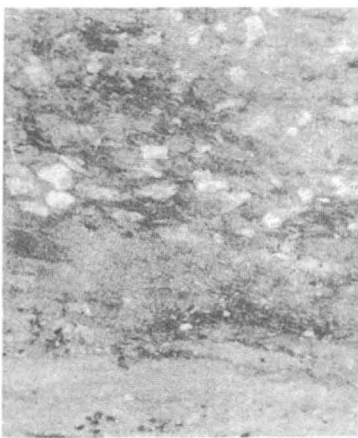
Wyniki badań XRD minerałów ilastych, w próbach sedymentowanych, przedstawiono w tabeli. Badaniami objęto zarówno utwory serii szarej jak i brunatnej w pięciu otworach wiertniczych. Należy podkreślić tu występowanie illitu-smektytu – minerału, który może tworzyć się w wyniku wietrzenia produktów wulkanicznych (szkliwo wulkaniczne, popiół) w środowisku wodnym (2).

Analizy SEM utworów piaszczystych pozwoliły stwierdzić różne nasilenie procesów diagenetycznych w serii szarej i serii brunatnej saksonu. Ogólnie utwory serii szarej posiadają dużo lepiej zachowaną pierwotną porowatość (ryc. 8) od utworów serii brunatnej (ryc. 9); mimo, że przebiegają w nich analogiczne procesy diagenetyczne. Procesy te doprowadzają głównie do krystalizacji minerałów wtórnych w przestrzeni porowej:

– w piaskowcach serii szarej i brunatnej przebiega proces tworzenia się przerostów kwarcowych w postaci

SKŁAD MINERALNY PRÓBEK SEDYMENTOWANYCH NA PODSTAWIE BADAŃ XRD

Otwór wiert.	głęb. próbki (m)	Seria	Illit	Illit-smektyt	Chloryt	Kaolinit	Kwarc	Plagioklasy	Skalenie K	Hematyt
CZARNE 1	3807,40	szara	+	śl	+	+	+	+	+	–
	3812,40	szara	+	śl	+	+	+	+	+	–
CZARNE 2	3819,70	szara	+	śl	+	+	+	+	+	–
	3825,60	brunatna	+	śl	+	+	+	+	–	+
CZARNE 3	3976,40	szara	+	śl	+	+	+	+	–	+
	4002,20	brunatna	+	śl	+	+	+	+	+	+
CZARNE 4	3861,70	brunatna	+	śl	+	+	+	+	–	+
	3863,80	brunatna	+	śl	+	+	+	+	–	+
CZARNE 5	3784,20	szara	+	+	+	+	+	+	+	+
	3897,30	brunatna	+	+	+	+	+	+	+	+



Ryc. 7. Piaskowiec różnoziarnisty z rozproszonym anhydrytem; Czarne 3, głęb. 4009,6 m; $\times 0,66$

Fig. 7. Fine to coarse-grained sandstone with dispersed anhydrite; Czarne 3 borehole, depth 4009.6 m; $\times 0.66$



Ryc. 8. Piaskowiec z serii szarej. Widoczne dobrze zachowane pory pomiędzy ziarnami detrytycznymi i niewielkie gniazdzowe skupienia kaolinitu nieznacznie redukujące przestrzeń porową skały; Czarne 2, głęb. 3819,7 m; $\times 66$

Fig. 8. Sandstone from the grey series. Notice clearly visible, well preserved pores between detrital grains and small nest accumulations of kaolinite which slightly decreases the porosity of the rock; Czarne 2 borehole, depth 3819.7 m; $\times 66$



Ryc. 9. Piaskowiec z serii brunatnej. Przestrzeń porowa w całości wypełniona zwartą masą ilasto-węglanowo-anhydrytową; Czarne 5, głęb. 3787,3 m; $\times 132$

Fig. 9. Sandstone from the brown series. The pores are completely filled by dense clayey-carbonate-anhydrite mixture; Czarne 5 borehole, depth 3787.3 m; $\times 132$

kryształów automorficznych wzmacniających szkielet skały,

— w piaskowcach serii szarej i brunatnej krystalizują minerały ilaste: kaolinit (ryc. 10) i illit (ryc. 11); illit w piaskowcach serii szarej nie powoduje jeszcze całkowitej zabudowy przestrzeni porowej, pojawiają się jedynie przerosty tzw. „radial illite”. Illit w utworach serii brunatnej skutecznie zamyka pierwotną przestrzeń porową (ryc. 11).

— w utworach serii brunatnej znaczną rolę w zabudowie przestrzeni porowej odgrywa również anhydryt (ryc. 5, 7).

Przykładem daleko posuniętych zmian diagenetycznych jest zredukowany tektonicznie profil saksonu z otworu Czarne 4. Przestrzeń porowa piaskowców występujących w tym profilu została wypełniona spoiwem, którego podstawowym składnikiem uszczelniającym są minerały ilaste (głównie illit, ryc. 11) oraz drobne skupienia węglanowe, nieprzepuszczalne dla płynów złożowych. Występujący w tym otworze profil koreluje się ze spągówką częścią serii saksonu z otworu Czarne 3.

Z przeprowadzonych badań wynika, że rozwój procesów diagenetycznych, powodujących głównie zabudowę przestrzeni porowej, uzależniony jest od pierwotnych cech osadu ukształtowanych na etapie sedimentacji (skład mineralny, ilość spoiwa, charakter spoiwa) oraz od pewnych czynników nie związanych z sedimentacją, np. ruchy tektoniczne, erozja posedymentacyjna.

CHARAKTERYSTYKA GENETYCZNA

Celem wyjaśnienia prawdopodobnej genezy utworów saksonu w strefie Bielica — Olszanowo wykorzystano badania i obserwacje sedimentologiczno-litologiczne oraz analizy granulometryczne. Do zastosowania analizy granulometrycznej po badaniach genetycznych utworów piaszczystych, zachęciły wyniki otrzymane przez W. Strzetelskiego przy badaniach warstw miasteczkich i darłowskich na wyniesieniu Łeby (10, 12).

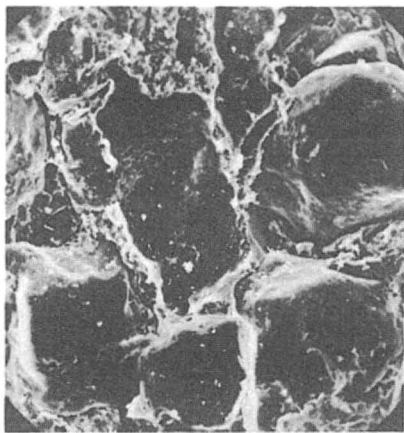
O ile interpretacja genetyczna na podstawie badań

granulometrycznych może budzić uzasadnione wątpliwości, to połączenie analizy granulometrycznej z obserwacjami struktur sedimentacyjnych i badaniami petrograficznymi daje możliwość dużo wiarygodniejszej interpretacji genetycznej osadu (4).

Wykorzystując parametry statystyczne rozkładu ziarnowego i diagramy genetyczne B. Ruchina oraz G.M. Friedmana (5) określono środowisko sedimentacji. Rozkład punktów projekcyjnych utworów serii szarej z profilu Czarne 1 wskazuje na związek ze środowiskiem wodno-ładowym. Utwory serii brunatnej z otworów Czarne 2, 3 i 4 wykazują cechy osadów rzecznych i przybrzeżnych. Cechy utworów serii szarej i brunatnej z otworu Czarne 5 wskazują na środowisko jeziorne na pograniczu z plażowym. W czasie sedimentacji czerwonego spągowca w basenie polskim przyjmuje się istnienie śródlądowego zbiornika typu jeziorzyska (11) oraz śródlądowej sebhya lub playa (6, 12). O środowisku wodno-ładowym tworzenia się serii brunatnej świadczą konkretne anhydrytowe (ryc. 6), powłoki anhydrytowe na powierzchni osadu, jak również szczeliny wysychania osadu (ryc. 12). Należy podkreślić, że środowisko sedimentacji serii szarej nie może być utożsamiane ze środowiskiem sedimentacji brunatnej.

UWAGI O PALEOGEOGRAFII

Omawiane utwory czerwonego spągowca rozwinęły się w brzeżnej części platformy paleozoicznej i nie osiągnęły znacznych miąższości (ryc. 1). Strefa ta leżąca na przedpolu wyżyny pomorskiej jest zbudowana ze skał dewonu i karbonu (11). Morfologia powierzchni obszaru sedimentacyjnego w czasie tworzenia się serii brunatnej była słabo zróżnicowana i miała cechy równiny o niewielkim nachyleniu w kierunku południowo-zachodnim. Nie należy przeceniać wielkości stożków usypiskowych tworzących się u podstawy wyżyny pomorskiej, jak również siły transportu rzeczno-ego na tym obszarze. Mimo niewielkiego oddalenia rejonu Bielica — Czarne od wyżyny pomorskiej, w profilu czerwonego spągowca nie występuje



Ryc. 10. Kaolinit wypełniający przestrzeń międzyziarnową. Na ziarnach detrytycznych rozwija się płytkowy illit; Czarne 3, głęb. 3876,4 m; $\times 990$

Fig. 10. Kaolinite filling the intergranular porosity. Platy illite forms at detrital grains; Czarne 3 borehole, depth 3876.4 m; $\times 990$



Ryc. 11. Drobnopłytkowy illit zabudowuje w całości przestrzeń międzyziarnową; Czarne 4, głęb. 3861,7 m; $\times 660$

Fig. 11. Finely-platy illite fully filling the pre-existent intragranular porosity; Czarne 4 borehole, depth 3861.7 m; $\times 660$



Ryc. 12. Szczeliny wysychania osadu. Czarne 2, głęb. 3835,3 m; $\times 0,66$

Fig. 12. Mud cracks; Czarne 2 borehole, depth 3835.3 m; $\times 0,66$

materiał zlepioncowaty, jak również znaczniejsze rozmycia erozyjne.

Prawdopodobnie na przedpolu krawędzi wyżyny pomorskiej istniało rozległe jeziorzysko, którego brzeg w czasie sedymentacji utworów serii brunatnej, zmieniał okresowo swoje położenie pomiędzy Szczecinkiem a strefą Czarnego. W rejonie Czarnego zanika również strefa wpływu rzek i potoków spływających z wyżyny pomorskiej. Obszar pomiędzy stożkami usypiskowymi a brzegiem jeziorzyska stanowił równinę akumulacyjną z dominującą sedymentacją rzeczno-ładową, a istniejące rzeki były najprawdopodobniej typu roztokowego (6).

Oddzielne zagadnienie stanowi sedymentacja serii szarej czerwonego spągowca. Granica erozyjna podkreślona warstewką materiału zlepioncowatego, w którym obserwuje się okrucy skał dewońskich, wskazuje na zmianę warunków sedymentacji.

W rejonie Olszanowa utwory piaszczyste serii szarej leżą przekraczająco na serii brunatnej (ryc. 1). Może to wskazywać na ich związek z transgresją cechsztyńską.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Wykonana na podstawie nowych badań petrologicznych analiza wykształcenia serii okrucowej czerwonego spągowca w rejonie Bielica—Olszanowo umożliwiła interpretację genetyczną i paleogeograficzną w brzeźnej części zbiornika akumulacyjnego. Pomimo pewnych wątpliwości co do zgodności obecnego zasięgu czerwonego spągowca z zasięgiem pierwotnym, wykonane obserwacje i badania dały nowe informacje litologiczne, sedymentologiczne, paleogeograficzne oraz paleotektoniczne dotyczące utworów leżących w strefie przejściowej pomiędzy brzeźną a osiową częścią basenu czerwonego spągowca. Interpretacja przejść bocznych i następstw pionowych w serii brunatnej pozwala sądzić, że warunki sedymentacji zmieniły się okresowo pomiędzy obszarem o silnej subsydenacji kompensowanej sedymentacją a strefą brzeźną ze słabą subsydenacją.

Utwory czerwonego spągowca na omawianym obszarze mają cechy osadów jeziorzyskowych w części południowej oraz osadów rzek roztokowych i sebhry w części północnej.

Wydzielona w omawianych profilach seria szara, oddzielona poziomem erozyjnym od utworów niżejleżących, różni się od serii brunatnej genezą. W pracy nie określono jednoznacznie pozycji stratygraficznej serii szarej z powodu braku dowodów faunistycznych lub palinologicznych. Autor skłania się wiązać genetycznie serię szarą z cechsztynem. Występowanie poziomu wyraźnie różniącego się od serii niżejleżącej skłania do postawienia granicy cechsztynu, określonego jako kompleks osadów morskich systemu permskiego, w dalszej części serii szarej.

Zmiany diagenetyczne stwierdzone w utworach saksonu, w znacznym stopniu są związane z pierwotnymi cechami osadu, ukształtowanymi jeszcze na etapie gromadzenia się osadów oraz pod wpływem czynników tektonicznych. Uwidocznia się to szczególnie przy porównaniu utworów serii szarej i brunatnej.

Utwory czerwonego spągowca są najważniejszym obiektem poszukiwań złóż gazu ziemnego na Niżu Polskim. Wyniki dotychczasowych poszukiwań w rejonie Czarnego wykazują, że nie bez znaczenia jest również stropowa seria szara, co potwierdził otwór wiertniczy Czarne 1.

LITERATURA

1. B o j a r s k a J., G ł o w a c k i E. — Mapa miąższości i litologii saksonu w Polsce (aktualizacja). Arch. ZPNIg Piła. Warszawa, 1987.
2. B o r k o w s k a M., S m u l i k o w s k i K. — Minerale skałotwórcze. Wyd. Geol., 1973.
3. D e p ó w s k i S., P o k o r s k i J. — Spoiwo w piaskowcach czerwonego spągowca ważny parametr w ocenie prognoz gazonośności. [W:] 30-lat poszukiwań naftowych w północno-zachodniej Polsce (red. B. Sikorski). Piła, 1986.
4. F o l k L.R. — Sedimentology, 1966 nr 6 s. 73—93.
5. F r i e d m a n G.M. — J. Sed. Petrol., 1967 nr 37 s. 327—354.
6. G r a d z i ń s k i R. — Post. Nauk Geol., 1973 nr 5 s. 57—112.
7. G r a d z i ń s k i R., K o s t e c k a A. i in. — Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., 1986.
8. L e c h S., P r o t a s A., R y b a J. — Poglądowa mapa typów osadów klastycznych permu (saksonu). [W:] Mapy poglądowe podcechsztyńskiej budowy geologicznej północno-zachodniej Polski (red. Z. Krzysztofowicz). Toruń, 1981.
9. P e t t i j o h n F.J., P o t t e r P.E., S i e v e r R. — Sand and sandstone. Springer—Verlag. Berlin—Heidelberg—New York, 1972.
10. P o k o r s k i J. — Pr. Inst. Geol., 1976 t. 29 s. 10—18.
11. P o k o r s k i J., K ü h n D. — Mapa litofacjalno-ilościowa saksonu. [W:] Atlas paleogeograficzno-facjalny permu obszarów platformowych Polski (red. S. Depowski). Wyd. Geol., 1978.
12. S t r z e t e l s k i W. — Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Kraków, 1977 nr 107 s. 1—91.

S U M M A R Y

The Rotliegendes of the Bielica—Olszanowo region is represented by the Saxonian sedimentary series which overlies the Upper Devonian deposits. The twofold division in the Saxonian includes the grey-coloured sandy-clayey series up to 8.0 m thick and the brown-coloured sandy-muddy-clayey series from 30 to 50 m thick. At the base of the grey series, conglomeratic bed or bed with clay balls, 5 to 7 cm thick, occur. Below the erosional boundary a decoloured (grey-brown) series, which is genetically related to the brown series, was recorded.

In the composition of the grey series, quartz is dominating (65—90%), and the content of alkaline feldspars and plagioclases is up to 7%. The cement (up to 15%) is usually carbonate-clayey. In the composition of the brown series, quartz is dominating as well (50—70%), and the content of alkaline feldspars and plagioclases is up to 4%. Grains of carbonate grains (up to 10%) are relatively abundant, and the cement (up to 35%) is carbonate and carbonate-clayey. Sandstones of the both series belong to the arcose-lithic arenites. The features of the grey series deposits indicate the origin in aqueous environment, and the brown series deposits originated in river and continental environments.

The problem of the Rotliegendes-Zechstein boundary remains open. The grey series contains no faunal or palynologic documentation; the occurrence of distinctive erosional boundary allows to put that boundary at the bottom of grey series. The Rotliegendes deposits are the

most important target for exploration of gas deposits in the Polish Lowland; it seems that the grey series where in the Czarne 1 borehole, gas was recorded, is promising target as well.

Translated by T. Peryt

РЕЗЮМЕ

Красный лежень в зоне Белица—Ольшаново представлен только осадочной серией саксона, залегающего несогласно на верхнем девоне (рис. 2). Разрез саксонских осадков состоит из двух частей: песчанисто-глинистой серии серого цвета и мощности до 8,0 м (рис. 1) и песчанисто-алевролитовой серии бурого цвета, мощности 30—50 м (рис. 1). В подошве серой серии залегают конгломератовый горизонт или горизонт с глинистыми катунами мощности 5—7 см (рис. 1, 4). Ниже эрозионной границы находится обесцвеченный горизонт (серо-бурый), генетически связанный с бурой серией.

В минеральном составе песчаников серой серии преобладает кварц (65—90%). Небольшую примесь (до 7%) представляют щелочные полевые шпаты и плагиоклазы. Цемент (до 15%) имеет разный состав, преобладает карбонатно-глинистый. В мине-

ральном составе песчаников бурой серии также преобладает кварц (50—70%). Щелочные полевые шпаты и плагиоклазы составляют примесь до 4%. Присутствуют многочисленные обломки карбонатных пород. Цемент (до 35%) бывает карбонатный или карбонатно-глинистый. Песчаники серой и бурой серий причислены к аркозово-литичным аренитам. Генетические исследования указывают за связь осадков серой серии с водной средой. Генетические свойства осадков бурой серии указывают за связь с речной и континентальной средами.

Остается открытым вопрос границы красный лежень — цехштейн. Серая серия в районе Белица—Ольшаново не имеет фаунистической или палинологической документации. Автор предполагает связывать генетически серую с цехштейном. Присутствие четкого эрозионного горизонта внушает провести границу цехштейна в нижней части серой серии. Отложения красного лежня являются самым важным объектом поисков месторождений природного газа на Польской низменности. Полученные до сих пор результаты поисков указывают также на значение кровельной серой серии, из которой был получен (скважина Чарне-1) приток природного газа.

STANISŁAW SKOMPSKI

Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego

DINANT CZY MISSISIP — O PROBLEMACH PODZIAŁU KARBONU

UKD 551.735.1.02

Kilkanaście ostatnich lat, to okres znacznego przyspieszenia badań biostratygraficznych karbonu, zwłaszcza jego dolnej części. Intensyfikacja badań, szczególnie mikropaleontologicznych, współgrająca z postęпами prac kodyfikacyjnych prowadzonych przez Podkomisję Stratygrafii Karbonu przy IUGS sprawiła, że obecne zalecenia dotyczące podziału karbonu dolnego (ryc. 1) daleko odbiegają nie tylko od opracowań podręcznikowych, ale czasami również od codziennej praktyki. Obserwacja polskiej literatury ostatnich lat wskazuje, że „nowe” wkrocza z różnych powodów dość nieśmiało. Celem niniejszego szkicu jest więc rozszerzenie znajomości problemu poza wąski krąg specjalistów, a jednocześnie postawienie kilku pytań, na które powinna dać odpowiedź praktyka biostratygraficzna w najbliższej przyszłości.

DOLNA GRANICA KARBONU

Wydaje się, że po wieloletnich dyskusjach i poszukiwaniach (17) granicę tę ustanowiono maksymalnie dokładnie i jednoznacznie, wyznaczając w profilu La Serre (Montagne Noire) światowy standard (GSSP — Global Stratotype Section and Point). Stosunkowo wcześniej, bo już w 1979 r. uzgodniono, że definiować ją będzie pojawienie się elementu konodontowego *Siphonodella sulcata* (Huddle), rezygnując tym samym z rzadko występującego, a więc mniej praktycznego wskaźnika goniatytowego, jakim było pojawienie się gatunku *Gat-*

tendorfia subinvoluta (Münster). Poszukiwania, a właściwie wybór profilu stratotypowego, trwały jednak dość długo, bo dziesięć lat, a tymczasem zrodziły się wątpliwości co do izochroniczności pierwszych wystąpień *S. sulcata* w odległych profilach.

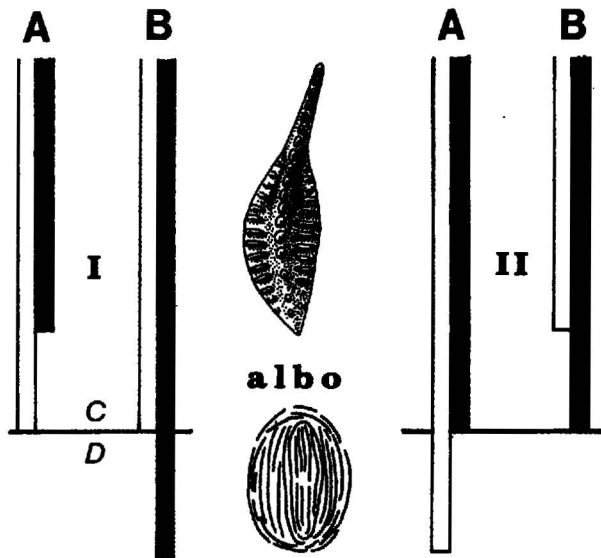
System		Oddział	Piętro
	Pod-system		
KARBON	Karbon dolny (Missisip)	NAMUR	Arnsbergian
			Pendleian
		WIZEN	Brigantian
			Asbian
			Holkerian
			Arundian
			Chadian
		TURNIEJ	Ivorian
			Hastarian

Ryc. 1. Podział karbonu dolnego na piętra według propozycji IUGS (patrz Episodes 1989 vol. 12 nr 2 — pominięto rosyjskie odpowiedniki pięter zachodnioeuropejskich)

Fig. 1. Subdivision of the Lower Carboniferous according to the proposition of IUGS (see Episodes 1989 vol. 12 nr 2 — Russian equivalents of West European stages are omitted)

Problem ten dobrze ilustruje przykład podany przez M. Blessa, J. Bouckaerta i E. Paproth (2), dotyczący współczesności pojawiania się taksonów konodontowych i małżoraczkowych. Pomimo że ogólnie taksony tej ostatniej grupy nie mogą precyzyjnie wskazać granicy D/C, to niektóre z nich występują w jej najbliższym sąsiedztwie. Dwa dyskutowane przez wspomnianych autorów małżoraczki *Pseudoleperditia venulosa* (Kummerow) i entomozoid *Richterina latior* Rabien preferowały środowiska otwartego szelfu bądź wręcz warunki pelagiczne, na ogół więc te nisze ekologiczne, które odpowiadały też wielu konodontom m.in. sifonodellom. Obydwa wymienione taksony pojawiły się w Europie Zachodniej nieco później niż *Siphonodella sulcata*, ale na platformie rosyjskiej kolejność ta była odwrotna: pojawienie się małżoraczków poprzedziło konodonty. Jeżeli przyjmiemy, że oznaczenia gatunków są poprawne, a rozpoznane zasięgi są kompletnymi zasięgami lokalnymi, to rysują się dwa możliwe rozwiązania problemu (ryc. 2). Przy wyborze pierwszej możliwości, zakładającej izochroniczne pojawiania się *S. sulcata* w obu obszarach, powstaje pytanie dotyczące barier ekologicznych blokujących migracje małżoraczków do Europy Zachodniej. Wybór drugiej możliwości podważa tezę o izochronicznym pojawianiu się *S. Sulcata*, czyniąc definicję granicy D/C bezzasadną.

Problem zilustrowany cytowanym przykładem stanowi jedną ze stałych kontrowersji powstających przy ustalaniu większości granic stratygraficznych, oczywiście pod warunkiem odpowiednio dokładnej analizy biostratygraficznej. Kwestie te próbuje się zwykle rozstrzygnąć przez porównanie zasięgów taksonów z różnych grup, rzadziej zaś przez odwołanie się do niebiologicznych zdarzeń, synchronicznych ze zmianami fauny i zostawia-



Ryc. 2. Warianty korelacji profili pogranicza D/C w Europie Zach. (A) i na platformie rosyjskiej (B)

Białe linie oznaczają zasięgi konodonta *Siphonodella sulcata*, czarne zaś małżoraczków *Richterina latior* i *Pseudoleperditia venulosa*. Wariant I ilustruje sytuację zgodną z definicją granicy D/C

Fig. 2. Variants of the correlation D/C boundary sequences in West Europe (A) and Russian Platform (B)

White lines — ranges of conodont *Siphonodella sulcata*, black lines — ranges of ostracods *Richterina latior* and *Pseudoleperditia venulosa*. Variant I corresponds with recent definition of D/C boundary (based on 2)

jących swój zapis w litologii granicznej sekwencji. W omawianym przypadku większe uznanie zdobyła pierwsza z przedstawionych interpretacji, na co w znacznej mierze wpłynęła zdecydowanie wyższa ranga stratygraficzna konodontów niż małżoraczków w granicznym interwale. Wyższość ta, trudna do określenia w kategoriach obiektywnych, wynika z częstości występowania, łatwości znalezienia i na ogół słabszych uwarunkowań ekologicznych konodontów niż małżoraczków, jak również z ciągłości zonacji konodontowej w młodszym paleozoiku.

Pomimo zgody na definicję granicy, poszukiwania profilu typowego trwały dość długo, gdyż żadna z propozycji nie spełniała wymogów IUGS (3). Rozwiązanie tego zadania zostało znakomicie przyspieszone po zgłoszeniu w 1987 r. mało znanego profilu La Serre (dogłębna analiza stratygraficzna — 4), który już rok później został wstępnie przyjęty jako stratotyp. Jednocześnie profile w Hasselbachtal (RFN) i Nanbiacun (Chiny) uznano za stratotypy pomocnicze.

Sekwencje osadów z pogranicza D/C występujące w Polsce południowej (Sudety, obrzeżenie GZW i region krakowski, Góry Świętokrzyskie i region radomsko-lubelski) oraz północnej (Pomorze Zachodnie) wniosły niewiele w procesie ustalania granicy, gdyż zazwyczaj reprezentują one facje niekorzystne do badań biostratygraficznych lub charakteryzują się wyraźnymi lukami, a czasami kondensacją (vide resume — 8, 19). Na tle innych obszarów stosunkowo słabo poznana jest ta granica w licznych i doskonalonych odsłonięciach podkrakowskich (okolice Krzeszowic), gdzie drobiazgowo analiza sedymentologiczna zdaje się wskazywać na ciągłe przejście między dewonem i karbonem (12). Badania biostratygraficzne są tutaj jednak ograniczone skrajną płytkowodnością sedimentacji w interwale granicznym, co w praktyce oznacza możliwość posłużenia się jedynie zonacją otwornicową. Co prawda istnieją dość liczne opracowania tej mikrofauny (16), wymagają one jednak uzupełnienia i dowiązania do nowszych opracowań zachodnioeuropejskich i z rejonu morawskiego.

GÓRNA GRANICA DOLNEGO KARBONU

W porównaniu z uprzednio przedstawioną granicą, ta jest znacznie bardziej niejednoznaczna. Tradycyjnie europocentryczne patrzanie na biostratyfografię karbonu (i nie tylko tego systemu) implikowało utożsamianie granicy karbonu dolnego z granicą wizenu i namuru, definiowało ją zaś pojawienie się goniatyta *Cravenoceras leion* Bisat (postanowienie IV Kongresu Heerleńskiego, 1958).

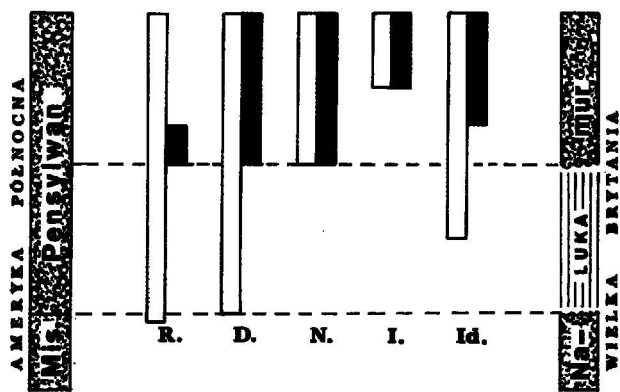
Tak określona granica nie mogła długo utrzymać się z kilku co najmniej powodów. Po pierwsze w Europie, w większości obszarów występowania wizenu i namuru na ich granicy następuje drastyczna zmiana facji i pojawia się często luka stratygraficzna, rozprzestrzenienie zaś geograficzne taksonu *C. leion* jest ograniczone. Poza tym istotny jest również fakt, że zmiany faunistyczne i florystyczne w pobliżu tej granicy, prześledzone w ciągłych, na ogół pozaeuropejskich profilach, są bardzo subtelne i wyrażają się zazwyczaj ilościowymi, a nie jakościowymi różnicami zespołów. Uwaga ta dotyczy szczególnie konodontów i otwornic, co jest o tyle istotne, że są to grupy wiodące w stratygrafii dolnego karbonu.

Prawdziwie wielki przełom faunistyczny nastąpił nieco później, bo w namurze A, w interwale obejmującym przełom poziomów goniatytowych *Eumorphoceras* i *Homoceras*. Przełom ten porównywany czasami do jednego z wielkich wymierań, zaznaczył się zarówno w makro-

faunie (np. wymarło 82% rodzajów goniatyków, 42% rodzajów liliowców), jak i mikrofaunie. Szczególnie wyraźny jest wśród konodontów – wymarła rozległa i zróżnicowana grupa gnatodusów górnokarbońskich, a pojawiali się pierwsi przedstawiciele górnokarbońskich rodzajów *Neognathodus*, *Declinognathodus*, *Idiognathodus* i *Idiognathoides*.

W tym też miejscu Grupa Robocza Podkomisji Stratygrafii Karbonu ustanowiła górną granicę karbonu dolnego (postanowienia X Kongresu Karbońskiego, Madryt 1983), rozumianego do tej pory jako jeden z dwóch podsystemów karbonu. W sensie formalnym granica ta odpowiada granicy zon *Eumorphoceras* i *Homoceras*, wyznaczonej przez pojawienie się gatunku *Homoceras subglobosum* (Bisat). Ponieważ takson ten ma ograniczone regionalnie występowanie (Europa Zachodnia, Zagłębie Donieckie, Ural), przyjęto że praktycznym wskaźnikiem granicy będzie pojawienie się elementu konodontowego *Declinognathodus noduliferus* (Ellison i Graves) lub wymieranie *Gnathodus girtyi simplex* Dunn (obszar Gondwany). Za dodatkowe pomocnicze wskaźniki uznano pojawienie się otwornic *Millerella pressa* Thompson, *M. marblensis* Thompson i *Globivalvulina moderata* (Reitlinger) oraz konodontów *Adetognathus lautus* Sunnell, *Rhachistognathus minutus* (Higgins i Bouckaert) i *R. primus* (Dunn). Granicę tę określono jako środkowokarbońską („mid-Carboniferous boundary”), akcentując niekiedy małą literą w nazwie angielskiej, że chodzi o „środek” karbonu, a nie o środkowy karbon.

Przedmiotem obecnych prac Grupy Roboczej jest wybór profilu stratotypowego, utrudniony przez fakt występowania w większości profili znaczących lub stratygraficznych (14). Są one zwykle związane z zaznaczającą się na przelomie poziomów E i H ogólnosiwiatową regresją, stosunkowo krótkotrwałą, ale o bardzo znacznym zasięgu. Jak dotychczas spośród nielicznych profili z ciągłą sedymentacją największe szanse uznania za światowy standard ma profil Stonehead Beck w środ-



Ryc. 3. Porównanie zasięgów konodontów z pogranicza C_1/C_2 w Europie (czarne linie) i w wybranych profilach Ameryki Północnej (białe linie), uzasadniające istnienie luki stratygraficznej w profilu brytyjskim (6)

Oznaczenia konodontów: R. – *Rhachistognathus*, D. – *Declinognathodus*, I. – *Idiognathodus*, Id. – *Idiognathoides*, N. – *Neognathodus*

Fig. 3. Comparison of the Late Mississippian/Early Pennsylvanian conodont ranges in Europe (black) and selected sections of North America (white), justifying presence of stratigraphical gap in British sequence (6)

Abbreviations of conodont names: R. – *Rhachistognathus*, D. – *Declinognathodus*, I. – *Idiognathodus*, Id. – *Idiognathoides*, N. – *Neognathodus*

kowej Anglii (okolice Leeds), formalnie zgłoszony jako brytyjska propozycja stratotypu (13). Jego podstawową zaletą jest reprezentowanie pełnej sekwencji goniatykowej i jednocześnie kompletnego zapisu konodontowego w granicznym interwale dwóch angielskich pięter: arnsbergianu – kończącego dolny karbon i chokierianu – rozpoczynającego karbon górny.

Problem orto- i parastratygraficznego znaczenia poszczególnych grup paleontologicznych, zilustrowany uprzednio dla granicy D/C, również i tutaj nastęrcza kłopoty – pojawiają się one przy korelacji zonacji głowonogowej i konodontowej. Otóż konkurencyjnym w stosunku do profilu namuru Wysp Brytyjskich jest amerykański stratypowy profil morrowanu w Arkansas, który charakteryzuje się wcześniejszym pojawianiem się ważnego stratygraficznie rodzaju *Rhachistognathus* i znacznie późniejszym gatunku indeksowego *Neognathodus symmetricus* Lane (ryc. 3). Tymczasem w profilach brytyjskich obydwie te taksony pojawiają się prawie jednocześnie, co dało podstawę autorytatywnym badaczom amerykańskim (6) do wnioskowania o występowaniu dużej luki stratygraficznej w profilu brytyjskim. Ten kontrowersyjny pogląd uzasadnia porównanie zasięgów konodontów w Europie i Ameryce Płn. przedstawione na ryc. 3. Tymczasem z punktu widzenia sukcesji głowonogowej sekwencja pennińska jest najbardziej ciągłą, kompletną i tradycyjnie wzorcową światową sekwencją namuru, podczas gdy w większości profili amerykańskich występuje wyraźna niezgodność kątowna. W tej sytuacji pogląd uzasadniający istnienie luki w profilu brytyjskim wydaje się być mocno wątpliwy, przede wszystkim z racji braku jakichkolwiek cech litologicznych, które wskazywałyby na przerwę w sedymentacji. Poza tym interpretacja amerykańska opiera się na niezbyt klarownie zdefiniowanych gatunkach rodzaju *Rhachistognathus*, który w Europie występuje sporadycznie, a jego światowe rozprzestrzenienie i zasięg czasowy ciągle nie są wystarczająco zbadane. Można również zauważyć, że w interpretacji R. Lane’a, J. Baesemanna i J. Groves’a (op. cit.) pominięto zróżnicowany geograficznie zasięg innego bardzo licznie występującego rodzaju *Idiognathoides* – uwzględnienie go może prowadzić do wniosków wskazujących, że amerykańskie zasięgi rodzajów *Neognathodus* i *Declinognathodus* są zasięgami niecałkowitymi (ryc. 3).

Sformułowane w tytule pytanie o uniwersalną nazwę dolnego karbonu pozostaje w ścisłym związku z jego granicami: przy zachowaniu starej granicy, identycznej z granicą wizenu i namuru, należałoby także zachować formalnie przyjętą nazwę dinantu, przy wprowadzeniu nowej zaś – „mid-Carboniferous boundary” – można by przyjąć nazwę missisip. Nowo zdefiniowana granica w sensie czasowym jest bardzo bliska granicy amerykańskich pięter chesterian i morrowan (jednoznacznej z granicą missisipi i pensylwanu); w sensie formalnym jest ona jednak nieco inaczej zdefiniowana, wyznacza ją bowiem pojawienie się konodonta *Rhachistognathus primus* (Dunn). Ta subtelna różnica powoduje, że w najnowszej tabeli IUGS (ryc. 1) podsystem ten jest ciągle nie nazwany.

STROPOWA GRANICA DOLNEGO KARBONU W POLSCE

Rodzi się pytanie, która z proponowanych górnych granic dolnego karbonu bardziej odpowiadałaby realiom polskiego karbonu (abstrahując od formalnych zaleceń

IUGS). Odpowiedź niestety nie jest prosta, gdyż żadnej z obydwu granic w sposób jednoznaczny nie można wskazać w polskich profilach, choć niektóre z nich prezentują ciągłe przejście od wizenu do namuru (por. dokładną analizę tej granicy — 18, 19). Poza tym przy rozważaniach stratygraficznych trudno nawiązać do wzorców stratygrafii konodontowej, gdyż badania tej mikrofauny znajdują się w fazie wstępnej, a profile np. GZW w większości charakteryzują się facjami niekorzystnymi dla tego rodzaju badań.

W obrzeżeniu GZW i okolicach Krakowa granica wizen/namur kryje się m.in. w drobnodetrytycznych warstwach malinowickich, które zawierają wskaźniki wizeńskiego podpoziomu $Go_{\gamma 1}$ i najniższego namurskiego E_{1a} , podczas gdy nie znaleziono dotychczas wskaźników podpoziomu $Go_{\gamma 2}$ (co nie wyklucza jednak ciągłości sedimentacji na tej granicy). W podobny sposób nieokreślona jest granica missisip/pensylwan: z warstw porębskich, kończących sedimentację paraliczną, jest opisana fauna podpoziomu E_{2c} ; dotychczas nie stwierdzono jednak występowania podpoziomu H_1 (9, 10).

Znacznie bardziej perspektywiczny dla ustaleń biostratygraficznych wydaje się profil karbonu lubelskiego, gdzie serie paraliczne sięgają aż do westfalu A, a obecność wapieni stwarza możliwość badania także mikrofauny. Podobnie jak na obszarze śląsko-krakowskim, tak i tu granica wizenu i namuru jest nie w pełni udokumentowana, gdyż brak goniatyfów indeksowych dla podpoziomu $Go_{\gamma 2}$ i E_{1a} . Dlatego też jest stosowany pomocniczy i niezbyt dokładny wskaźnik obecności gigantoproduktusów dla wizenu i ich brak dla namuru. W praktyce granica ta jest identyfikowana ze stropem (bądź spągami w innych opracowaniach) tzw. wapienia A, który jest wyznaczony jednak dość subiektywnie, ze względu na brak szczególnych wskaźników wyróżniających tę warstwę. W tej sytuacji niespodziewanie dużego znaczenia nabierają skamieniałości zwykle nieprzydatne w biostratygrafii, mianowicie glony wapienne. Ich zespół jest zróżnicowany (ponad 30 taksonów), ale ilościowo zdominowany przez różne glony dazykladowate i 2 gatunki Codiaceae: *Calcifolium okense* (Shvetzov i Birina) i *C. punctatum* (Maslov). Poziom współwystępowania tych gatunków obejmuje 2–3 warstwy węglanowe, a jego górna granica w przybliżeniu odpowiada granicy wizenu i namuru (7, 15). Dość liczne konodonty występujące w obrębie tego poziomu glonowego reprezentują najwyższą zonę wizenu *Gnathodus girtyi collinsoni*.

Granica missisipu i pensylwanu w profilu LZW, nigdy dotychczas nie wyznaczana, jest związana zapewne z pograniczem warstw komarowskich i bużańskich, co wynika z dotychczas znalezionych, lecz niezbyt licznych goniatyfów. W górnej części warstw komarowskich (poziom *Posidonia corrugata I*) stwierdzono występowanie zespołu charakterystycznego dla górnej części poziomu *Eumorphoceras*, w dolnej zaś części warstw bużańskich (poz. *P. corrugata II*) dla poziomu *Homoceras*. Niestety obydwa poziomy *posidoniowe* są wykształcone w facjach ilastych, dlatego też brak z nich na razie informacji o konodontach i otwornicach. W leżących poniżej poziomie *corrugata I* warstwach wapiennych (np. wapień F) występują m.in. konodonty *Gnathodus girtyi simplex* Dunn, *G. g. intermedius* Globensky, *G. g. rhodesi* Higgins, *Gnathodus bilineatus bilineatus* Roundy, *Paragnathodus cruciformis* Clarke, wskazujące najniższy poziom namuru w zonacji angielskiej — *Gnathodus girtyi simplex*, w górnej zaś części warstw bużańskich (wapień M, N, O) są bardzo liczne konodonty, należące do rodzajów *Idiogna-*

thodus, *Idiognathoides*, *Declinognathodus* i *Neognathodus*, reprezentujące już namur C bądź nawet westfal. Ta niedokładność wynika z różnych zasięgów rodzaju *Idiognathodus*, który w Anglii pojawił się w namurze C, w Niemczech zaś i Zagłębiu Donieckim. — dopiero w westfalu.

Tak więc w żadnej z polskich sekwencji karbońskich nie można w sposób precyzyjny wskazać granicy karbonu dolnego i górnego zarówno w jej dotychczasowym, jak i w nowym sformułowaniu. Z dotychczasowych badań wynika jednak, że większe perspektywy kryją się w profilu karbonu lubelskiego, z ciągłym przejściem między poziomami *Eumorphoceras* i *Homoceras*, gdzie dalsze rozszerzenie badań mikropaleontologicznych mogłoby pozwolić na dokładniejszą analizę obydwu granic. Nie bez znaczenia jest także fakt bardzo korzystnego — dla wszelkich porównań — paleogeograficznego położenia Lubelszczyzny, leżącej mniej więcej w połowie drogi między klasycznymi obszarami szelfu Europy Zachodniej i Zagłębia Donieckiego.

PIĘTRA KARBONU DOLNEGO

Dwa tradycyjne piętra karbonu dolnego — turnej i wizen, wywodzą się z Belgii, lecz w tym stratotypowym obszarze praktycznie straciły znaczenie pięter i są traktowane jako oddziały. W Belgii zostały zastąpione przez 5 nowych pięter, zdefiniowanych przez podanie profilu typowego dolnych granic, które następnie scharakteryzowano biostratygraficznie. Część z tych granic odpowiada jednocześnie dużym impulsom transgresywnym, które są czytelne w litologii i czasami wykorzystywane przy korelacji.

W podobny sposób podzielono na piętra dinant brytyjski. Punktem wyjścia były profile typowe, w których granice pięter odpowiadały granicom grup cykli sedimentacyjnych wyższego rzędu, a dopiero wtórnie nadano im znaczenie biostratygraficzne. Taki tok postępowania (przyjęcie pierwszeństwa koncepcji stratotypu przed wskazaniem paleontologicznych indeksów granic) sprawił, że z biostratygraficznego punktu widzenia granice pięter angielskich i belgijskich częstokroć nie są jednoznaczne i klarowne. Ilustracją tego zagadnienia może być np. dolna granica hastarianu, którą trudno utożsamiać z granicą D/C, gdyż w profilach belgijskich w ogóle nie znaleziono gatunku *Siphonodella sulcata*, a pierwsze sifonodelle pojawiają się kilka metrów powyżej granicy piętra.

W wspomnianej tabeli IUGS dwa niższe piętra, odpowiadające turnejowi, pochodzą z podziału belgijskiego, natomiast 5 wyższych (wizeńskie) — z podziału brytyjskiego. Pozostałą część karbonu dolnego, odpowiadającą namurowi, podzielono na 2 piętra wywodzące się z Wielkiej Brytanii (pendleian i arnsbergian), a ich granice pierwotnie już zdefiniowano biostratygraficznie, za podstawę przyjmując zonację goniatyfową.

W sumie w podsystemie dolnokarbońskim wydzielono 9 pięter, które przeciętnie trwają ok. 4 mln lat, są więc najkrótszymi piętrami w całej tabeli stratygraficznej. Dla porównania można podać, że piętra jurajskie czy kredowe trwały zwykle ok. 6 mln lat. Wydaje się jednak, że piętra karbońskie przy swej krótkotrwałości tracą jednocześnie walor uniwersalności i zawężają swoje znaczenie do szeroko rozumianego obszaru szelfowego, obrzeżającego kontynent północnoatlantycko-fennosarmacki.

Dla stratygrafii karbonu w Polsce wynika z tego kolejny problem, bowiem klasyfikacja polska tradycyjnie

nawiązywała do turneju i wizenu. Rezygnacja, wzorem Belgów, z tych nazw pięter implikuje nawiązanie do aktualnych podziałów angielsko-belgijskich, to zaś wydaje się niemożliwe bez dodatkowych badań sedymentologicznych i paleontologicznych. Obszarem, w którym można to zrobić stosunkowo najszybciej jest region krakowsko-śląski, gdzie istnieją już dane ilustrujące typową sukcesję konodontową (1), otwornicową (16), jak też jest prowadzona analiza cykliczności sedymentacji (12).

Z powyższego przeglądu problematyki stratygraficznej dolnego karbonu wynikają ewentualne kierunki dalszych badań. Przede wszystkim potrzebna, a zarazem możliwa, jest intensyfikacja badań mikropaleontologicznych, gdyż stratygrafia na podstawie mikroskamieniałości wyraźnie dziś dominuje w odniesieniu do sekwencji młodopaleozoicznych. Godna zastanowienia jest także możliwość bardziej kompleksowego prowadzenia badań, sumujących wyniki dociekań różnych specjalistów. Przykładem mogą być tutaj opracowania dużych grup badaczy belgijskich (11) czy angielskich (5), które sumują dotychczasowe wyniki prac stratygraficznych, obejmujących zarówno bio-, jak i litostratygrafię.

L I T E R A T U R A

1. B e ł k a Z. — Acta Geol. Pol., 1985 vol. 35 nr 1—2 s. 33—60.
2. B l e s s M.J.M., B o u c k a e r t J., P a p r o t h E. — [In:] Miller J., Adams A.E., Wright V.P. (Eds) European Dinantian Environments, 1987 s. 61—73.
3. C o w i e J.W. et al. — Cour.-Forsch. Inst. Senckenberg., 1986 nr 83 s. 1—14.
4. F l a j s G., F e i s t R. — Ibidem, 1988 nr 100 s. 53—107.
5. G e o r g e T.N. et al. — Geol. Soc. London, Spec. Rep., 1976 nr 7 s. 1—87.
6. L a n e R., B a e s e m a n n J.F., G r o v e s J.R. — Cour.-Forsch. Inst. Senckenberg., 1985 nr 74 s. 137—148.
7. M a m e t B., R o u x A. — Rev. Micropal., 1977 nr 4 s. 134—187.
8. M a t y j a H., T u r n a u E. — C-e Rd. XI Inter. Carb. Congr., Beijing (in press).
9. M u s i a ł Ł., T a b o r M., B o j k o w s k i K. — [In:] Bojkowski K., Porzyski J. (Eds) Geological problems of coal basins in Poland. 1983 s. 96—117.
10. M u s i a ł Ł. — XI Inter. Carb. Congr. Beijing, Abstr., 1987 s. 360—361.
11. P a p r o t h E. et al. — Ann. Soc. Geol. Belgique, 1983 nr 106 s. 185—239.
12. P a s z k o w s k i M. — [In:] Teisseyre A.K. (Ed.) IAS 7th Eur. Reg. Mtg., Kraków, Exc. Guidebook, 1986 s. 189—194.
13. R i l e y N.J. et al. — Cour.-Forsch. Inst. Senckenberg., 1987 nr 98 s. 159—177.
14. S a u n d e r s W.B., R a m s b o t t o m W.H.C. — Geology, 1986 vol. 14 s. 208—212.
15. S k o m p s k i S. — XII Symp. Geol. Form. Węgl. Polski. Mat., 1989 s. 47—50.
16. S o b o Ń - P o d g ó r s k a J. — Biul. Inst. Geol., 1975 nr 282 s. 249—272.
17. S z u l c z e w s k i M. — Biul. Geol. Wydz. Geol., 1982, nr 25 s. 267—299.
18. Ż a k o w a H. — II Symp. Strat. Węgl. Form. Karb. w Polsce. Sosnowiec, 1977 s. 61—72.
19. Ż a k o w a H. — XI Inter. Carb. Congr., Beijing, Abstr., 1987 s. 370—372.

According to recommendation of the IUGS Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy, the Carboniferous system is divided into 2 subsystems: Lower (approximately Mississippian) and Upper (approximately Pennsylvanian). The lower boundaries of the both subsystems have been defined biostratigraphically and La Serre (Montagne Noire) section has been proposed as GSSP for D/C boundary. The latter (so called „mid-Carboniferous”) boundary is intensively investigated by Working Group of SCS, which is now seeking a potential stratotype section. In spite of an advanced stage in codification of Lower Carboniferous division, doubts connected with biostratigraphical markers of discussed boundaries still exist. Generally, they concern ortho- and parastratigraphic range of different groups of fossils (see fig. 2, 3).

In Poland D/C boundary sequences are usually characterized by stratigraphical gap or condensation. In Cracow area, near Krzeszowice, the limestone sequence in boundary interval seems to be continuous (according to the sedimentological observations), but extremely shallow facies make biostratigraphical solutions very difficult. The higher, mid-Carboniferous boundary, most precisely could be indicated in the section of the Lublin Carboniferous Basin. This boundary could be located between 2 biostratigraphical levels: *Posidonia corrugata I* and *P. corrugata II*, which are characterized by goniatites of E₂ and H₁ zones. Unfortunately both intervals are represented by shale sequences, and therefore the conodonts are unknown from these complexes.

The use of Belgian and British new stages, proposed in the IUGS stratigraphical chart as universal Lower Carboniferous stages, seems to be limited only to the carbonate facies in shelf of Northatlantic-Fennosarmatian Continent.

Translated by the author

P E Z J O M E

Согласно рекомендациям Подкомиссии стратиграфии карбона при Международном союзе геологических наук, карбонская система расчленяется на 2 подсистемы: нижнюю (близкую к миссисипи) и верхнюю (близкую к пенсильвану). Нижние границы обеих систем обоснованы биостратиграфически, а для первой из них предложен стратотип в разрезе Ла Серре (Монтань Нуар). Вторая из них, т.е. среднекарбонская граница интенсивно прорабатывается Рабочей группой ПСК, которая в настоящее время ищет потенциальный типичный разрез. Несмотря на сильно подвинутый вперед процесс кодификации расчленений нижнего карбона, все еще существуют сомнения связанные с биостратиграфическими показателями обсуждаемых границ. В общем они касаются орто- и парастратиграфического значения разных групп окаменелостей (см. рис. 2 и 3).

В Польше разрезы охватывающие границу Д/К характеризуются обычно стратиграфическим пробелом или конденсацией. В Краковском регионе, в окрестностях Крешовиц, карбонатная секвенция кажется быть непрерывной в интервале пограничья Д/К (по седиментологическим данным), но особенно мелководные фации затрудняют биостратиграфи-

ческую верификацию этой гипотезы. Высшая, средне-карбонская граница может быть указана наиболее точно в разрезе Люблинского карбонского бассейна. Эта граница находится между двумя корреляционными горизонтами: *Posidonia corrugata* I и *Posidonia corrugata* II, которые характеризуются гониатитами зон E₂ и H₁. К сожалению оба эти горизонта пред-

ставлены глинистыми фациями, в которых конечно нет конодонт.

Принятие новых бельгийских и британских ярусов, предложенных в стратиграфической таблице МСГН в качестве универсальных ярусов нижнего карбона, кажется ограничиваться к Северо-Атлантическо-Фенно-Сарматскому континенту.

JOLANTA BEDNARCZYK

Wydział Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego

GENEZA STRUKTUR GRUZŁOWYCH W WAPIENIACH DEBNICKICH (ŻYWET/FРАН) W ŚWIETLE BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH I ANALIZY ZAWARTOŚCI IZOTOPÓW STAŁYCH WĘGLA I TLENU

UKD 552.541:551.834.4/.5.02(438.312)

W dewońskich wapieniach dębnickich, odsłaniających się w środkowej części antykliny Dębника, 30 km na zachód od Krakowa, występuje wiele typów skał, które określano terminem wapieni gruzłowych (8, 14). Termin ten był odnoszony do wszystkich odmian wapieni zbudowanych z elementów wapiennych (buł i gruzłów) i marglistego tła. W tym znaczeniu określenie wapienie gruzłowe jest pojęciem opisowym, pozbawionym interpretacji genetycznej.

Problem genezy utworów gruzłowych (kopalnych i współczesnych) był przedmiotem wielu badań. Wysunięte teorie podkreślały znaczenie następujących procesów genetycznych:*

- wczesnej wybiórczej podmorskiej cementacji,
- wczesnej lityfikacji i późniejszych zmian w warunkach pogrzebania,
- podmorskiego rozpuszczania,
- budinażu sedymentacyjnego i zróżnicowanej kompaktacji,
- zaburzeń niestatecznego warstwowania gęstościowego,
- późnodiagenetycznego rozpuszczania pod ciśnieniem.

Celem niniejszego artykułu jest opisanie i próba interpretacji genezy struktur gruzłowych, występujących w obrębie wapieni dębnickich, na podstawie badań sedymentologicznych i analizy zawartości izotopów stałych węgla i tlenu.

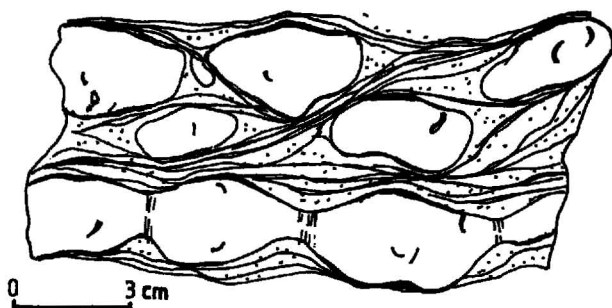
OPIS STRUKTUR GRUZŁOWYCH

Wapienie dębnickie stanowią 40-metrowej miąższości serię osadów żyweckich i frańskich (1, 14). Są to ciemne, faliście uławiczone wapienie pelityczne z przeławiczeniami kalkarenitów i kalcyrudytów. Pełny opis litologiczny wapieni dębnickich zawarty jest w pracy A. Łaptasia (8). W obrębie wapieni pelitycznych występują trzy podstawowe typy struktur gruzłowych, różniących się morfologią gruzłów, charakterem tła skalnego i zawartością izotopów stałych węgla i tlenu.

Typ I — **falisto-soczewkowy i bulasty** (ryc. 1) — obejmujący utwory zbudowane z izolowanych, wapiennych gruzłów o owalnych lub elipsoidalnych kształtach, często

łączących się w ławiczki o pokroju falistym. Gruzły i cienkie warstewki wapienne są często plastycznie zdeformowane (rozciągnięte lub naddarte), lub też występują w nich sztywne, pionowe spękania wypełnione sparytem. Materiałem budującym gruzły jest mikryt lub biomikryt (*mudstone*, podrzędnie *wackestone*) z dobrze zachowanymi, nie pokruszonymi bioklastami fauny skorupowej. Penetracje mają zachowane pierwotne zarzysy nor, typowe jest ścinanie śladów przy granicy gruzłów. Górne granice gruzłów są ostre, boczne niewyraźne, rozmyte — w następstwie występowania struktur cieniowych (ryc. 2) wzrostu kryształów mikrosparytu. Tło, w którym występują gruzły, jest często smugowane, charakteryzuje się podwyższoną zawartością związków nierozpuszczalnych (ok. 20%), ciemniejszą barwą i występowaniem tylko większych bioklastów. Bioklasty te są zdeformowane i pokruszone, ułożone zgodnie z przebiegiem smug tła. Ślady penetracji występujące w matryks są spłaszczzone. Ten typ utworów wykazuje podobieństwo do wapieni gruzłowych opisanych przez M. Narkiewicza (12, 13) z rejonu olkusko-zawierciańskiego.

Typ II — **smużysty** (ryc. 3) — obejmuje utwory zbudowane z wapiennych elementów o wydłużonych kształtach, rozdzielonych wąskimi (do 0,5 cm) smugami ilasto-marglistymi. Materiałem budującym gruzły jest biomikryt (*mudstone* i *floatstone*). Drobne penetracje występujące przy granicy gruzłów są ostro ścięte przez smugi, pozostałe są nie zmienione. Bioklasty w gruzłach



Ryc. 1. Struktura gruzłowa — typ I, rysunek ze zglądu

Objaśnienia w tekście

Fig. 1. Nodular structure — I-type, sketch from the polished slab

Explanations in the text

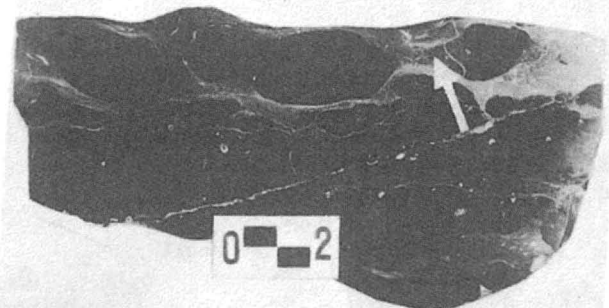
* Przegląd literatury dotyczącej wapieni gruzłowych w aspekcie genetycznym znajduje się w pracach (11, 13, 18).

są na ogół dobrze zachowane, w przeciwieństwie do występujących w tle, które dodatkowo noszą ślady korozji chemicznej. Granice gruzłów są ostro zaznaczone i mają charakterystyczny kręty lub falisty przebieg. Tło elementów wapiennych jest zbudowane wyłącznie ze smug o podobnym zmiennym przebiegu. Zawartość związków nierozpuszczalnych w tle wynosi około 35%.

Typ III – **zlepnięcowaty** (ryc. 4) – charakteryzuje się występowaniem wapiennych fragmentów o różnych kształtach w obrębie wapiennego tła o typie masy wypełniającej. Fragmenty te mają najczęściej izometryczne lub nieregularne rozgałęziające się kształty. Rozmiary gruzłów są zmienne, od 0,5–8,0 cm, brak też gradacji wielkości gruzłów w pojedynczych ławicach. Zarysy gruzłów są różne, od ostrokrawędzistych po rozmyte, dyfuzyjne. Materiałem budującym gruzły jest biomikryt (*mudstone*). Dobrze zachowane bioklasty i nie zmieniona penetracja występują tylko w obrębie gruzłów o izometrycznych kształtach i wyraźnie zaznaczonych granicach. Tło, w którym gruzły są „zawieszane” jest wapienne o nieznacznie podwyższonej w stosunku do nich zawartości związków nierozpuszczalnych (ok. 6%), ma odmienną teksturę (*wackestone*) i jaśniejszą barwę niż gruzły. Rozmieszczenie bioklastów w tle jest chaotyczne, tylko w miejscu występowania nielicznych smug ilastych są one ułożone zgodnie z ich przebiegiem.

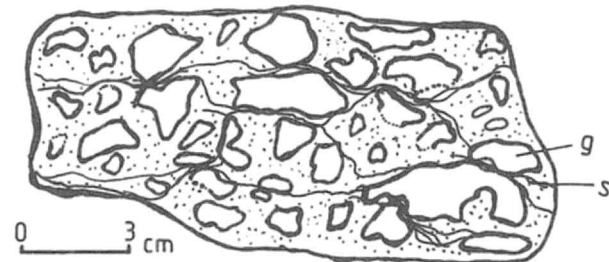
INTERPRETACJA GENEZY STRUKTUR GRUZŁOWYCH NA PODSTAWIE BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH

Różnorodność cech i struktur (sedymentacyjnych i diagenetycznych) w badanych utworach prowadzi do



Ryc. 2. Wapień gruzłowy I typu, strzałka wskazuje strukturę cieniową. Skala w cm

Fig. 2. Nodular limestones I type, the arrow indicates shadow structure. Scale in cm



Ryc. 3. Struktura gruzłowa – typ II, rysunek ze zglądu

Objaśnienia w tekście

Fig. 3. Nodular structure – II-type, sketch from the polished slab

Explanations in the text

ogólnego wniosku, że powstanie określonych typów struktur gruzłowych było związane z oddziaływaniem, a często też z nałożeniem się wielu procesów, zachodzących w kolejnych etapach historii diagenetycznej osadów.

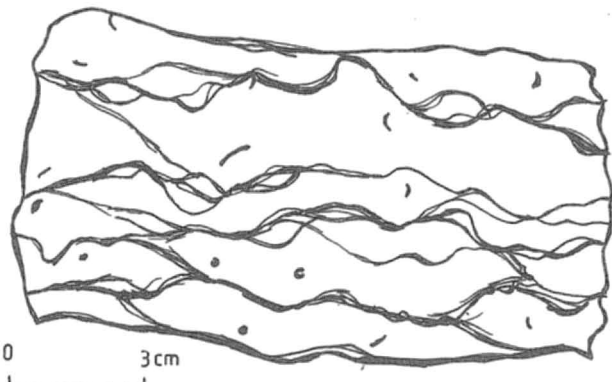
W wapieniach gruzłowych I typu stwierdzono następujące cechy, wskazujące na wczesną selektywną podmorską cementację osadów wapiennych (por. 15, 16, 19):

1) ograniczenie zmian kompakcyjnych w obrębie gruzłów przy jednoczesnym silnym zdeformowaniu marglistego tła – drobne bioklasty w gruzłach nie noszą śladów korozji chemicznej ani zgniecenia; podobnie nie zmienione pozostają ślady penetracji, zachowujące swój pierwotny kształt; odmienny jest stan zachowania szczątków organicznych w obrębie matriks, bioklasty są pokruszone, ułożone zgodnie z przebiegiem marglistych smug tła;

2) zachowanie pierwotnych kształtów gruzłów w związku z nieznacznym stopniem późniejszych zmian, takich jak: redukcja ilościowa i rozpuszczanie pod ciśnieniem (por. 3) – wczesnie scementowane gruzły mają kształty owalne zaokrąglone lub izometryczne.

Wybiórczo skonsolidowane gruzły wzbogacone w CaCO_3 pozostawały utworami o częściowo zmienionym składzie chemicznym i odmiennych właściwościach fizycznych w stosunku do niescementowanej wapieno-marglistej matriks, zubożonej w CaCO_3 . Słabo skonsolidowane fragmenty utworów wapiennych oraz margliste tło wczesnodiagenetycznych gruzłów ulegało następnie przekształceniom o charakterze mechanicznym. Powstawały wówczas struktury budinażu sedymentacyjnego: pionowe spękanie tensyjne i przewężone, ściśnione ławiczki i soczewki wapienne (por. 10). W utworach tego typu brak śladów działalności erozyjnej prądów lub falowania (ekshumacji i redepozycji wczesnie scementowanych gruzłów), opisywanych w innych rejonach (13).

Powstanie wtórnych koncentracji minerałów nierozpuszczalnych (głównie min. ilastych) w postaci szwów mikrostylolitowych (smug rezydualnych) było związane z późnodiagenetycznym rozpuszczaniem pod ciśnieniem (3, 17). W efekcie tego procesu w obrębie smug nastąpiła wtórna koncentracja większych bioklastów wskutek selektywnego rozpuszczania materiału najdrobniejszego. Maksymalny rozwój mikrostylolitów przy górnych i dolnych granicach gruzłów (w miejscach największego stresu) spowodował nieznaczne spłaszczenie kształtów wczesnodiagenetycznych nodulek, korozję chemiczną bioklastów



Ryc. 4. Struktura gruzłowa – typ III, rysunek ze zglądu

Objaśnienia w tekście

Fig. 4. Nodular structure – III-type, sketch from the polished slab

Explanations in the text

i ścinanie penetracji. Strącanie rozpuszczonego CaCO_3 zachodziło na bocznych brzegach gruzłów, stąd ich niewyraźne zarysy, występowanie struktur cieniowych i wzrost kryształów mikrosparu przy granicy nodułu.

Typ II wapieni gruzłowych (smużysty) charakteryzuje się wyłącznie cechami związanymi z późnodiagenetycznym rozpuszczaniem w warunkach podwyższonego ciśnienia. Tło gruzłów wapiennych jest zbudowane w tych wapieniach jedynie z ilasto-marglistych smug rezydualnych. Nieregularny kształt samych nodułów jest określony przebiegiem mikrostylolitów.

Geneza wapieni gruzłowych III typu (zlepnięcowatych) jest natomiast związana z procesami dezintegracji mechanicznej pierwotnie ciągłych horyzontów wapiennych. Powstanie izolowanych wapiennych elementów, o zróżnicowanych kształtach i o różnym stopniu deformacji wewnętrznych, świadczy o erozji materiału skonsolidowanego w różnym stopniu. Z kontekstu sedimentologicznego wynika, że czynnikami erozyjnymi były prawdopodobnie falowanie sztormowe oraz działalność organizmów penetrujących. W wyniku intensywnej bioturbacji powstały nieregularne fragmenty o rozgałęziających się kształtach. Późnodiagenetyczne smugi rezydualne rozwinęły się jedynie w miejscach wzajemnego kontaktu gruzłów.

ANALIZA ZAWARTOŚCI IZOTOPOW STALYCH TLENU I WĘGLA

Zmianom diagenetycznym osadów wapiennych, prowadzących do powstania struktur gruzłowych towarzyszyły przemiany geochemiczne zaznaczające się w różnicowaniu izotopów stałych substratu. Dla prześledzenia frakcjonowania izotopowego towarzyszącego diagenecie, pomierzono $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w 20 próbkach reprezentujących wszystkie typy gruzłów, jak też margliste tło. Uwzględniając charakter utworów (mikryty i biomikryty), próbki pobierano z całej masy skalnej z wykluczeniem większych bioklastów i sparytu wypełniającego spekania.

$\delta^{13}\text{C}$. Wartości $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ w badanych próbkach węglanów są zawarte w przedziale od $-0,57\text{‰}$ do $+1,0\text{‰}$ vs PDB. Brak wyraźnego zróżnicowania wskazań pomierzonych w próbkach z samych tylko gruzłów wartości te są bliskie 0. Bardziej negatywne wartości $\delta^{13}\text{C}$ wykazują próbki z marglistego otoczenia gruzłów.

$\delta^{18}\text{O}$. Znacznie większy zakres zmian między poszczególnymi typami gruzłów i marglistym tłem uwidacznia się w większym zróżnicowaniu wskazań tlenu. Wartości $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ zawierają się w 3 przedziałach wielkościowych:

1) od $-4,43\text{‰}$ do $-4,97\text{‰}$ dla próbek z gruzłów owalnych I typu i części gruzłów III typu o kształtach izometrycznych,

2) od $-5,03\text{‰}$ do $-5,31\text{‰}$ dla próbek z gruzłów II typu, gruzłów soczewkowych I typu oraz wapiennego tła III typu,

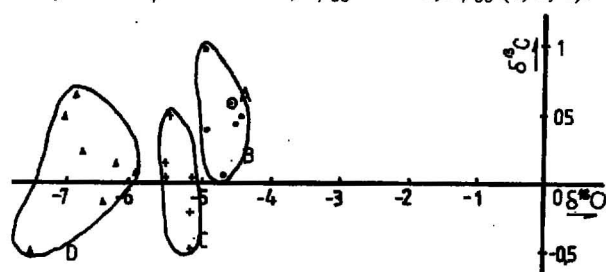
3) od $-5,89\text{‰}$ do $-7,37\text{‰}$ dla próbek z marglistego otoczenia gruzłów typu I i II struktur cieniowych w gruzłach I typu.

INTERPRETACJA BADAŃ IZOTOPOWYCH

Zawartości izotopów stałych mierzonych z całej masy osadów zdeterminowane są przez proporcje allochemów i cementy różnej generacji (por. 9). Synsedymenacyjny cement wapienny jest izotopowo bliższy składowi izotopowemu wody morskiej i pierwotnym komponentom

niż późniejszy. Podczas sukcesywnej cementacji osadów wapiennych powstają bowiem minerały diagenetyczne (głównie kalcyt blokowy), wzbogacone w lekkie izotopy (2, 6, 9).

Założono stałość składu izotopowego pierwotnych składników węglanowych powstałych przy udziale organizmów morskich; pr. A – struktury glonowe, gdzie $\delta^{18}\text{O}$ wynosi $-4,65\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ $+0,60\text{‰}$ – ryc. 5; przyjmując jako wartości odniesienia odpowiednio dla $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ wartości z przedziału $+1,0\text{‰}$ do $+2,0\text{‰}$ vs PDB, dla $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ od $-4,5\text{‰}$ do $-5,0\text{‰}$ (4, 5, 7).



Ryc. 5. Wartości ^{18}O i ^{13}C : A – struktury glonowe, B – próbki z gruzłów owalnych I typu i gruzłów izometrycznych III typu, C – próbki z gruzłów II typu, gruzłów soczewkowych I typu i tła wapiennego III typu, D – próbki z matryks I i II typu oraz struktur cieniowych gruzłów I typu

Fig. 5. Values ^{18}O i ^{13}C : A – algal structures, B – samples from the oval nodules I type and isometric nodules III type, C – samples from nodules II type, lenticular nodules I type and matrix III type, D – samples from the matrix I and II type and shadow structures of nodules I type

Gruzły o kształtach owalnych typu I oraz izometryczne gruzły typu III, a więc utwory, w których makroskopowo stwierdzono wczesną cementację, pozostają bliższe wartościom odniesienia. Stosunki izotopowe w próbkach z tych utworów są też zbliżone do wartości izotopowych węglanowych cementów morskich referowanych z innych skał (7). Zbieżność tych wyników wskazuje, że segregacja CaCO_3 musiała nastąpić stosunkowo szybko po depozycji osadów, jeszcze przed modyfikacją składu izotopowego wód porowych. Jest to potwierdzeniem obserwacji makroskopowych, iż gruzły o kształtach izometrycznych i owalnych były cementowane relatywnie wcześniej od pozostałych typów.

Wartości $\delta^{18}\text{O}$ z drugiego przedziału wielkościowego pomierzone w innych typach gruzłów są wynikiem kombinacji sukcesywnej cementacji i rozpuszczania w warunkach pogrzebienia osadów.

Największy udział późnodiagenetycznych precypitatów jest odnoszony do próbek o najbardziej negatywnych wskazaniach $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$, tj. dla smug rezydualnych i struktur cieniowych.

PODSUMOWANIE

Rozwój struktur gruzłowych w wapieniach dębniczych był uwarunkowany procesami zachodzącymi w stadium sedimentacji i wczesnej diagenetyki osadów. Powstanie poszczególnych typów utworów gruzłowych było uzależnione od obecności cech związanych z wczesną wybiórczą podmorską cementacją. Stopień lityfikacji utworów wapiennych lub ich fragmentów, zależny od stopnia wczesnej cementacji, determinował następnie możliwość dalszych modyfikacji przez czynniki mechaniczne lub późnodiagenetyczne rozpuszczanie.

Przemiany diagenetyczne znalazły swoje odbicie w wynikach badań izotopów stałych węgla i tlenu. Spadek

wartości $\delta^{18}\text{O}$ i nieznaczne fluktuacje $\delta^{13}\text{C}$ w badanych próbkach są efektem frakcjonowania izotopowego wód porowych w trakcie postępującej cementacji w zmieniających się warunkach środowiska cementacji. Wyniki te potwierdzają rezultaty badań sedymentologicznych, podkreślając tym samym możliwości i znaczenie wykorzystania analizy zawartości izotopów stałych węgla i tlenu w badaniach nad diagenezą skał węglanowych w aspekcie genezy struktur gruzłowych.

Autorka wyraża podziękowania doc. dr hab. S. Hałasowi, kierownikowi Pracowni Spektrometrii Mas IF UMCS w Lublinie oraz całemu zespołowi tej placówki za umożliwienie wykonania pomiarów izotopowych oraz za udzieloną pomoc.

L I T E R A T U R A

1. B a l i ń s k i A. — *Palaeont. Pol.*, 1978, vol. 39 s. 1–70.
2. D i c k s o n J.A., C o l e m a n M.L. — *Sedimentology*, 1980 vol. 27 s. 107–118.
3. G a r r i s o n R.E., K e n n e d y V.J. — *Sedim. Geol.*, 1977 vol. 19 s. 197–297.
4. H a ł a s S., L i s J., S z a r a n J., Ż u k W. — *Prz. Geol.*, 1973 nr 5 s. 262–280.
5. H o e f s J. — *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 1980.
6. H u d s o n J.D. — *Sedimentology*, 1978 vol. 25 s. 339–370.
7. H u r l e y N.F., L o h m a n n C.K. — *J. Sedim. Petrol.*, 1989, vol. 59 nr 1 s. 127–146.
8. Ł a p t a ś A. — *Stud. Geol. Pol.*, 1982 vol. 75 s. 59–100.
9. M a r s h a l l D.J., A s h t o n M. — *Sedimentology*, 1980 vol. 27 s. 271–291.
10. M c C r o s s a n R.G. — *J. Sedim. Petrol.*, 1958 vol. 28 s. 316–320.
11. M u l l i n s H.T., N e u m a n n A.C., W i l b e r R.J., B o a r d m a n M.R. — *Ibidem*, 1980 vol. 50 s. 117–131.
12. N a r k i e w i c z M. — *Acta Geol. Polon.*, 1978 nr 4 s. 415–466.
13. N a r k i e w i c z M. — *Kwart. Geol.*, 1978 nr 4 s. 693–706.
14. N a r k i e w i c z M., R a c k i G. — *Ibidem*, 1984 nr 3 s. 571–595.
15. N o b l e J.P.A., H o w e l l s D.M. — *Sedimentology*, 1974 vol. 21 s. 597–609.
16. S h i n n E.A. — *Ibidem*, 1969 vol. 12 s. 109–144.
17. W a n l e s s H.R. — *J. Sed. Petrol.*, 1979 vol. 49 s. 437–462.
18. W i e c z o r e k J. — *Prz. Geol.*, 1982 nr 4 s. 251–252.

19. Z a n k l H. — *Sedimentology*, 1969 vol. 12 s. 241–256.

S U M M A R Y

The Upper Givetian – Lower Frashian carbonate sequence crops out in the Dębnik area, Cracow Upland. These sediments have been studied in order to reconstruct a genesis of nodular structures of some units of these limestones. Basing on sedimentological observations the following, different structural and genetic types of nodular limestones have been recognized: Type I – nodular and wavy limestones composed of isolated oval and ellipsoidal nodules resting within marly matrix. These limestones originated during early diagenetic concretionary carbonate cementation and subsequent pressure solution during burial. Type II – flaser – nodular limestones, formed due to pressure solution during late burial diagenesis. Type III – nodular limestones of conglomerate type, built up of irregular fragments of limestones produced due to erosion and reworking differentially consolidated carbonate deposits. Stable isotope composition supports results of sedimentological studies – an idea of diagenetical origin of nodular structures.

Translated by the author

З Е З Ю М Е

На основании седиментологических исследований комковатых известняков, выступающих в карбонатной секвенции (верхний живет-нижний фран) в районе Дембника возле Кракова были выделены три структурных и генетических типа. I-ой тип – это комковатые волнистые известняки, состоящие из изолированных овальных и эллипсоидальных комков находящихся в мергелистой матрикс. Эти известняки образовались в течение раннедиагенетической конкреционной карбонатной цементации и более позднего растворения под давлением во время погружения. Второй тип это полосчатые комковатые известняки, образовавшиеся в результате растворения под давлением в течение позднего глубинного диагенеза. III-й тип это комковатые известняки конгломератного типа, состоящие из нерегулярных фрагментов известняков, образовавшихся в результате эрозии и переработки разнообразно консолидированных карбонатных осадков. Результаты исследований изотопного состава поддерживают результаты седиментологических исследований, т.е. идею диагенетического образования комковатых текстур.