

## Facje i geochemia dolnosarmackich raf z północnych obrzeży Paratetydy na Roztoczu (Polska) i Miodoborach (Ukraina): implikacje paleośrodowiskowe

Marek Jasionowski\*



**Facies and geochemistry of Lower Sarmatian reefs along the northern margins of the Paratethys in Roztocze (Poland) and Medobory (Ukraine) regions: paleoenvironmental implications.** *Prz. Geol.*, 54: 445–454.

*S u m m a r y.* The Middle Miocene (Lower Sarmatian = Middle Serravallian) carbonate buildups called “serpulid-microbialite reefs” that occur in the Medobory and Roztocze regions (Paratethys Basin, western Ukraine and southeastern Poland) are composed mainly of calcite precipitates. Skeletal organisms represented by serpulid tubes and bryozoans (in places) are of minor importance and comprise merely a few percent of the rock volume. They are overgrown with micritic peloidal microbialites that are the major reef component. The microbialites and serpulids/bryozoans make together a porous reef framework that is usually filled up with abundant syndepositional fibrous cements and micritic internal sediments. Other biota is taxonomically impoverished but often rich in individuals and comprises few species of bivalves, gastropods, benthic foraminifers. In places, the

serpulid-microbialite limestone masses are incrustated with coralline algae, bryozoans and nubeculariid foraminifers. Bivalve coquinas, bioclastic limestones, breccias and conglomerates are associated with the reefs. The syndepositional precipitates represented by microbialites and fibrous cements have quite unusual geochemical characteristics. They are composed of Mg-calcite with 5–6 mole % MgCO<sub>3</sub> in average with a very high content of strontium (1000–1650 ppm Sr). The precipitates are enriched in heavy oxygen and carbon isotopes. Fibrous cements exhibit the highest values ( $\delta^{18}\text{O}$  ca. +1.5 [PDB] and  $\delta^{13}\text{C}$  2.8 [PDB]). It is generally believed that in the Early Sarmatian the Paratethys was a brackish basin due to restricted connections to the World Ocean. This is indicated by taxonomically poor biotic assemblages that inhabited the basin. On the other hand, however, the predominance of calcitic precipitates (such as microbialites and syndepositional cements) is indicative of water highly supersaturated in respect to calcite due to high carbonate alkalinity content. Oxygen isotopic composition of the precipitates indicates that the brackish water, in which the reefs originated, had to be enriched in the heavy oxygen isotope due to strong evaporation. The low Mg content in calcite (if compared to modern tropical settings) could be the result of a relatively low precipitation temperature coupled with lower Mg/Ca ratio in Miocene than today, and the elevated Sr content may be indicative of a high precipitation rate resulting from high supersaturation. It seems therefore that the origin of the serpulid-microbialite buildups is related to a peculiar interplay of regional and local controls in the Sarmatian Paratethys. First, the relative isolation of the entire Paratethys basin resulted in the brackish water environment that could be inhabited by taxonomically poor opportunistic biota only and simultaneously enabled blooming of microbial communities. Second, a strong evaporation of the brackish water with high alkalinity content caused a supersaturation in respect to calcium carbonate and consequently a widespread precipitation of calcite (including calcification of microbial mats).

**Key words:** Paratethys, Carpathian Foredeep, Sarmatian, reefs, microbialite, serpulid, Mg and Sr geochemistry, C and O stable isotopes, paleoenvironment

Wśród dolnosarmackich osadów odsłaniających się wzdłuż północnych obrzeży zapadliska przedkarpackiego występują budowle węglanowe określane w starej literaturze geologicznej mianem „raf serpulowych” lub „raf mszywiolowych” (zob. omówienie [W:] Pisera, 1996), a ostatnio — budowli (raf) serpułowo-mikrobialitowych (Jasionowski, 1996). Klasycznym, znanym od XIX w. (zob. np. Teisseyre, 1884) obszarem występowania tych raf są wzgórza Miodoborów (ukr. Medobory) na Ukrainie (ryc. 1). Rify dolnego sarmatu ciągną się tam wąskim pasem długości prawie 200 km i szerokości zazwyczaj kilku km od miejscowości Pidkamin na NW (ok. 40 km na N od Tarnopola) po okolice Kamieńca Podolskiego na SE (Korolyuk, 1952; Jasionowski i in., 2003), gdzie poza licznymi odsłonięciami naturalnymi można je obserwować w wielu kamieniołomach. Dalej ku SE rify sarmackie przechodzą na terytorium Mołdawii (Saint Martin & Pestrea, 1999). Rify sarmackie o identycznym wykształceniu facjalnym występują też na terenie zachodniego Roztocza w Polsce (Liszkowski & Muchowski, 1969; Pisera, 1978; Jasionowski 1996, 1998), kilkaset km na NW od Miodoborów (ryc. 1). Odsłaniają się tam w szeregu zwykle niewielkich kamieniołomów między doliną Wisły na zachodzie a okolicami Zwierzynca na wschodzie (Musiał, 1987).

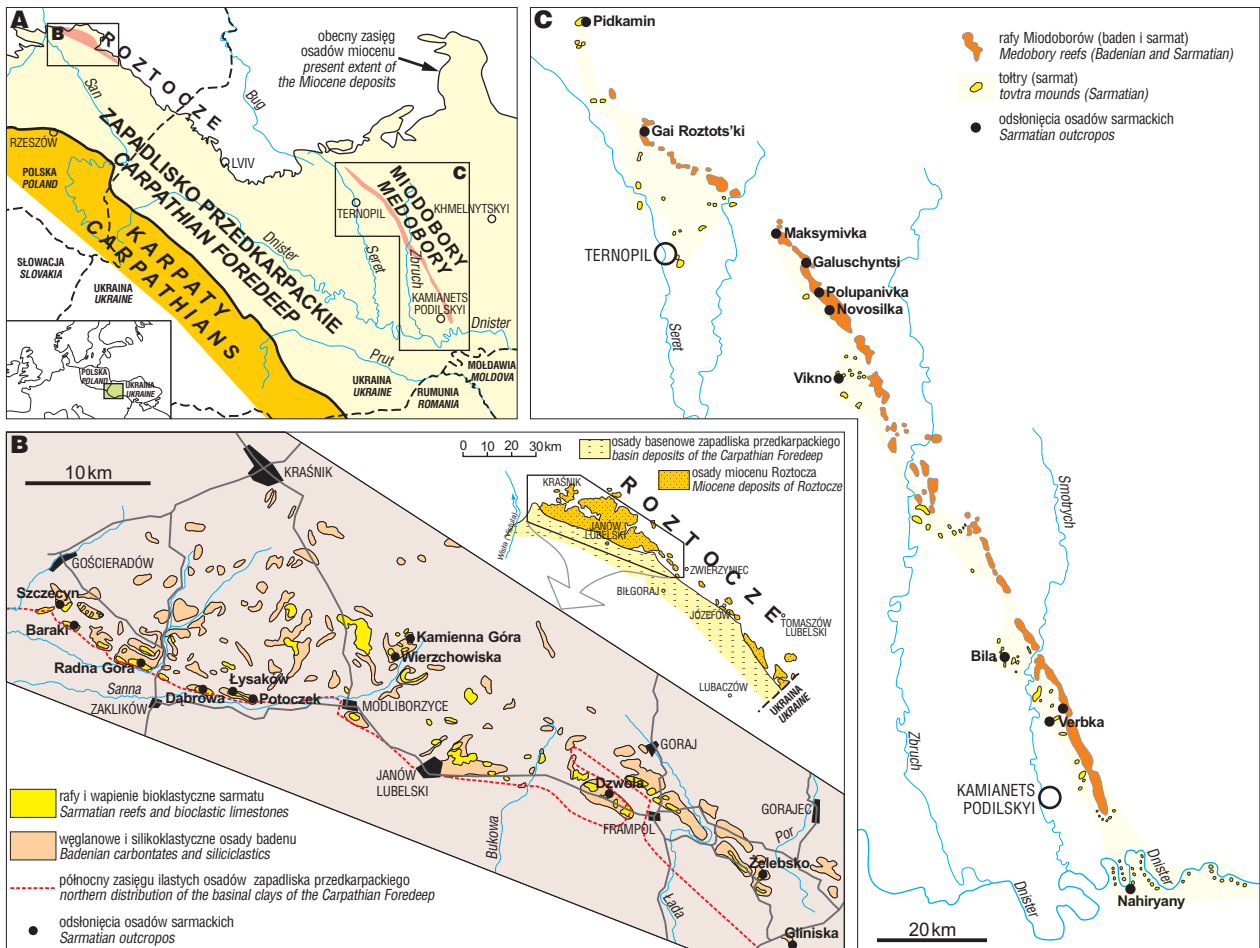
Rify sarmackie Roztocza i Miodoborów z racji wykształcenia facjalnego i charakterystyki geochemicznej mają ogromne znaczenie dla rekonstrukcji środowiska sedymentacji we wczesnym sarmacie w Paratetydzie. Szczególnie dotyczy to chemizmu wody tego basenu.

### Paleogeografia

Zapadlisko przedkarpackie było wysuniętą najbardziej ku północy częścią Paratetydy — systemu wzajemnie powiązanych basenów sedymentacyjnych powstałych na północnych obrzeżach dawnego Oceanu Tetydy w wyniku orogenezy alpejskiej. Baseny Paratetydy były morzami śródlądowymi, które czasem miały swobodną łączność z otwartymi wodami oceanicznymi oraz między sobą, a niekiedy ulegały częściowej lub całkowitej izolacji (Rögl, 1998; Popov i in., 2004). Wynikiem tego jest odmienne wykształcenie osadów i rozwój nietypowych (często endemicznych) zespołów biotycznych w różnych częściach Paratetydy. Taka sytuacja wymusza konieczność stosowania lokalnych wydzieleni chronostratygraficznych (ryc. 2) i stwarza duże trudności przy korelacji osadów między poszczególnymi basenami Paratetydy, jak też ze standardowym podziałem medytezańskim.

Na granicy badenu i sarmatu doszło do zasadniczej reorganizacji paleogeografii Paratetydy (Studencka, 1999). Zapadlisko przedkarpackie, które w badenie było integralną częścią Środkowej Paratetydy, wraz z początkiem kryzysu sarmackiego stało się *de facto* fragmentem Paratetydy Wschodniej (= basenu euksyńsko-kaspjskiego) stanowiąc jej wysuniętą daleko ku NW zatokę; nie miało zaś bezpośredniego połączenia z basenem panońskim (np. Popov i in., 2004). Paleogeografia znajduje odzwierciedlenie w podziałach chronostratygraficznych — w basenie panońskim wyróżnia się tzw. sarmat *sensu stricto* (*sensu* Suess), gdy tymczasem w Paratetydzie Wschodniej (łącznie z zapadliskiem przedkarpackim) wydzielany jest sarmat *sensu lato* (*sensu* Barbot de Marny) mający znacznie większy zasięg czasowy (zob. ryc. 2).

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marek.jasionowski@pgi.gov.pl



**Ryc. 1.** Mapa zasięgu osadów miocenijskich przedkarpaciego wraz lokalizacją oraz rozprzestrzenienie raf sarmackich w Polsce i na Ukrainie (wg B — Musiała, 1987 i C — Korolyuk, 1952)  
**Fig. 1.** Map of the Miocene deposits distribution in the Carpathian Foredeep in Poland and Ukraine with location and distribution of the Sarmatian reefs (after B — Musiała, 1987 and C — Korolyuk, 1952)

We wczesnym sarmacie Paratetyda miała ograniczone połączenie z oceanem światowym, zlokalizowane prawdopodobnie w rejonie dzisiejszego Bosforu (Popov i in., 2004; ryc. 3). Granica baden-sarmat w całym basenie Paratetydy ma charakter ekostratygraficzny. Jest wyrażona nagłym i drastycznym zubożeniem składu taksonomicznego takich grup organizmów jak mięczaki lub mszywioly i zupełnym brakiem typowo morskich stenohalinowych grup taksonomicznych (np. szkarłupni, koralu), które żyły w morzu badeńskim (Studencka, 1999; Studencka & Jasionowski, 2004). Ubogie taksonomicznie sarmackie zespoły biotyczne wskazują na środowisko wód o obniżonym (brakicznym) zasoleniu (np. Iliina i in., 1976; Studencka, 1999). Interesującym faktem jest, że w różnych częściach brakicznego basenu sarmackiego rozwijały się budowle węglanowe (zob. ryc. 3), budowane przez nietypowe organizmy i wykształcone w unikalnych facjach (Pisera, 1996).

#### Budowa geologiczna Roztocza i Miodoborów

Podłożem utworów miocenijskich na obszarze Miodoborów i Roztocza są zazwyczaj osady górnej kredy (ryc. 4; Didkovski & Kulichenko, 1975; Musiała, 1987). Na terenie Miodoborów spod kredy wychodzą lokalnie osady starszego paleozoiku płyty podolskiej (głównie wapień i dolomity syluru).

Osady miocenu na obu omawianych obszarach mają w generalnym zarysie podobną budowę litostratygraficzną (ryc. 4). Obejmują w zasadzie tylko utwory górnego badenu i dolnego sarmatu (Kudrin, 1966; Musiała, 1987). Do górnego badenu należą

piaski (w spągu) przechodzące ku górze w krasnorostowe wapień organodetrytyczne, margliste lub piaszczyste wapień rodoidowe, lokalnie margle i ily. Wśród nich występują rafy krasnorostowe (glonowo-wermetusowe — wg Pisery, 1985). Na Roztoczu rafy mają niewielkie rozmiary (Pisera, 1985). W Miodoborach zaś są to duże budowle (rozciągłość kilkaset i więcej a miąższość kilkadziesiąt metrów) tworzące razem rodzaj rafy barierowej o długości ok. 150 km (Korolyuk, 1952; ryc. 1C). W osadach badeńskich (szczególnie w rafach) występują bogate zespoły morskich skamieniałości.

Utwory górnobadeńskie oddzielone są od wyżejległych dolnosarmackich (wołyńskich) nieciągłością sedymentacyjną związaną z regresją morza na granicy badenu i sarmatu. Wśród utworów dolnosarmackich najważniejszą rolę odgrywają, będące przedmiotem tego artykułu rafy serpulowo-mikrobialitowe (ryc. 4). Rafom towarzyszą wapień organodetrytyczne (zwykle mszywiolowe lub serpulowe) i podrzędnie zlepieńce, brekcje, margle i ily. Miejscami spotyka się wapień oolitowe. Zarówno na obszarze Roztocza, jak i Miodoborów osady dolnego sarmatu są najmłodszymi utworami miocenijskimi.

#### Metodyka badań

W badaniach wykorzystano ok. 300 płytek cienkich z Roztocza (w tym 10 płytek o dużej powierzchni oraz kilkanaście płytek odkrytych do katodoluminescencji) i 150 płytek z Miodoborów (w tym ok. 60 płytek odkrytych do badań katodoluminescencyjnych oraz 10 płytek o dużej powierzchni). Przeprowadzono bada-

| Czas (m.la)<br>Time (Ma) | Epoka<br>Epoch   | Piętra<br>medyterańskie<br>Mediterranean<br>stages | Regionalne piętra Paratetydy<br>Paratethyan regional stages |   |   |
|--------------------------|------------------|--|---|---|---|
|                          |                  |  | baseny wewnątrzkarpackie<br>intra-Carpathian basins         | baseny przedkarpackie<br>fore-Carpathian basins | baseny eukasyjsko-kaspijskie<br>Euxinian-Caspian basins |
| 6                        | MIOCEN<br>LATE   | mesSyn<br>Messinian<br>(1,92)                      | panon<br>Pannonian  | sarmat s.l.<br>Sarmatian s.l.                   | pont<br>Pontian<br>6,15                                 |
| 7                        |                  | 7,25   |   |   | meot<br>Meotian   |
| 8                        |                  | torton<br>Tortonian<br>(4,35)                      |   |   | 9,00  |
| 9                        | MIOCEN<br>MIDDLE | 11,60  | 11,50   | sarmat s.l.<br>Sarmatian s.l.                   | cherson<br>Khersonian                                   |
| 10                       |                  | serraval<br>Serravalian<br>(2,05)                  | sarmat s.s.<br>Sarmatian s.s.                               |   | 11,00   |
| 11                       |                  | 13,65  | 13,00   | wolyn<br>Volhynian                              | 12,50   |
| 12                       |                  | langh<br>Langhian<br>(1,60)                        | baden<br>Badenian   | kosov<br>Kosovian<br>13,60                      | konk<br>Konkian   |
| 13                       | MIOCEN<br>EARLY  | 15,97  | karpat<br>Karpatian   | morav<br>Moravian<br>14,80                      | karagan<br>Karaganian                                   |
| 14                       |                  | burdygal<br>Burdigalian<br>pars                    |   | czokrak<br>Chokrakian                           | tarchan<br>Tarkhanian                                   |

**Ryc. 2.** Korelacja miocenijskich pięter regionalnych Paratetydy i obszaru medyterańskiego. Chronologia granic pięter medyterańskich wg Oga (2004); chronologia Paratetydy Wschodniej (Chumakov i in., 1992); zestawione przez B. Studencką (2004 — niepublikowane)

**Fig. 2.** Correlation chart of the Miocene regional stages of the Paratethyan and Mediterranean provinces. Chronology of the Mediterranean stages boundaries after Ogg (2004), and Eastern Paratethys chronology after Chumakov et al., 1992; compiled by B. Studencka (2004, unpublished)

nia petrograficzne za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego, w katodoluminescencji (CL) i mikroskopu elektronowego (SEM). Wybrane próbki genetycznie różnych komponentów wapieni sarmackich poddano badaniom mineralogicznym (XRD) i geochemicznym (skład pierwiastkowy i trwałe izotopy tlenu i węgla). Skład pierwiastkowy badano metodą XRF (Miodobory — 25 analiz) oraz AAS (Roztocze — 30 analiz) w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG. Wykonano po ok. 80 analiz trwałych izotopów węgla i tlenu próbek z Roztocza i tyle samo z Miodoborów, przy czym większość dotyczyła raf sarmackich, a tylko niewielka część innych osadów sarmatu oraz badenu. Badania były wykonywane przez różne laboratoria, przy zastosowaniu standardowych procedur dla węglanów. Zdecydowana większość analiz została przeprowadzona przez Laboratorium Spektrometrii Mas Uniwersytetu M. Curie-Skłodowskiej w Lubinie (prof. S. Hałas, dr T. Durakiewicz). Analizy kilkunastu próbek wykonano w Uniwersytecie w Liverpoolu (dr J. Marshall) i w Laboratorium Spektrometrii Masowej Pierwiastków Lekkich PAN (dr K. Małkowski).



**Ryc. 3.** Paleogeografia Paratetydy we wczesnym sarmacie wraz z lokalizacją raf sarmackich (wg Ilina i in., 1976 i Pisera, 1996; zmodyfikowane)

**Fig. 3.** Palaeogeography of the Paratethys Basin during Early Sarmatian and reef distribution (after Ilina et al., 1976 and Pisera, 1996; modified)

## Ogólna charakterystyka raf sarmackich

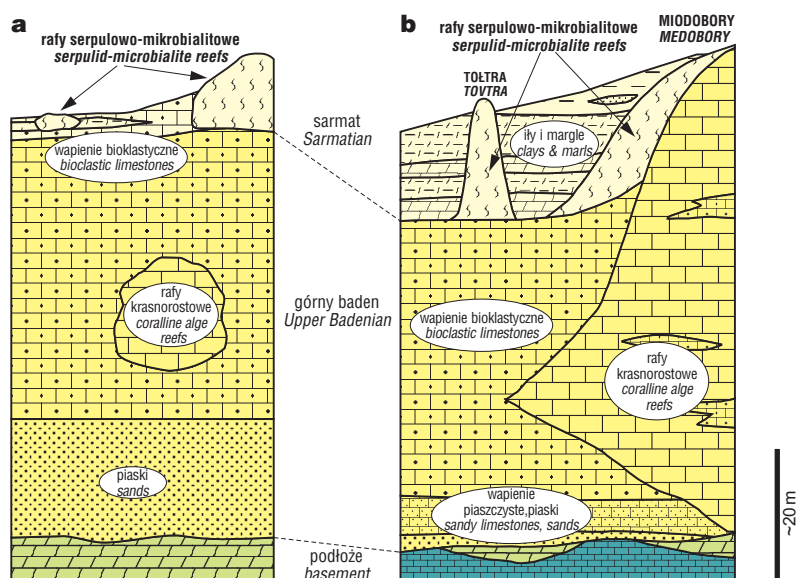
**Morfologia i rozprzestrzenienie raf.** Osady sarmatu występują obecnie tylko w zachodniej części Roztocza, w formie izolowanych płatów (ryc. 1B), co zapewne jest wynikiem zróżnicowanej odporności na erozję oraz pierwotnego rozkładu facji. Ich brak we wschodniej części Roztocza jest spowodowany posarmacką erozją związaną z silniejszym wypiętrzeniem (Musiał, 1987). Zadaniem niektórych badaczy (Bielecka, 1967; Liszkowski & Muchowski, 1969) na obszarze między Wisłą a Janowem Lubelskim można wyróżnić dwie strefy występowania raf: południową (zewnętrzną) określaną mianem bariery i północną (wewnętrzną) — lagunową. Budowę strefy zewnętrznej ciągną się wzdłuż linii tektonicznej oddzielającej zapadisko przedkarpackie od Roztocza, gdzie spoczywają na erozyjnej powierzchni wapieni organodetrytycznych górnego badenu (ryc. 5A\*) i osiągają znaczne miąższości (co najmniej kilkanaście metrów). Mniejsze budowle strefy wewnętrznej występują głównie wśród sarmackich osadów bioklastycznych i marglistych.

Rafy sarmatu na terenie Miodoborów mają znacznie większe rozprzestrzenienie i rozmiary niż na Roztoczu; ich miąższość może dochodzić do kilkudziesięciu metrów. Część raf narastała na wyniesionym i zróżnicowanym morfologicznie paleoreliefie zerodowanych i skrasowiałych starszych raf górnobadeńskich (będących zasadniczym elementem budującym wzgórze Miodoborów; ryc. 5B), osiągając największe miąższości na ich południowo-zachodnich skłonach. Rafy występują także wśród osadów marglisto-ilastych na południowo-zachodnim przedpoiu Miodoborów (u stóp rafy badeńskiej — w „basenie”), gdzie tworzą charakterystyczne kopcowate, skaliste wzgórza określane lokalną nazwą „tołtrów” (Korolyuk, 1952; ryc. 4; ryc. 5C). Zazwyczaj tworzą one linijne, łagodnie wygięte łańcuchy zorientowane w przybliżeniu prostopadle do rafy badeńskiej. Formy te są najlepiej odsłonięte w południowej części Miodoborów (mniej więcej na południe od Tamopola, a w szczególności w okolicach Kamieńca Podolskiego). Na południe od Kamieńca Podolskiego rafa badeńska zanika, lecz na jej przedłużeniu występują rozległe pola „tołtrów”, dobrze odsłonięte w dolinie Dniestru (ryc. 5D). Małe biohermy wapieni rafowych spotyka się także na północny wschód od Miodoborów (w „lagunie” położonej w kierunku ładu).

**Facje.** Mimo dzielącej je kilkusetkilometrowej odległości rafy sarmackie na Roztoczu i w Miodoborach są zbudowane w identycznych facjach. Najbardziej charakterystyczną i dominującą jest facja, którą można określić mianem bandstonu serpułowo-mikrobialitowego (Jasionowski, 1996). Jest to bardzo twarde i zwykle kawernisty, mikrytowy wapień zawierający rozproszone rurki serpulidów (osiadłych wieloszczetów z rodziny Serpulidae) odznaczający się brunatną barwą na świeżej niezwiertzałej powierzchni (ryc. 6A, B). Jego najważniejszym komponentem są mikrobiały, na co — w przypadku raf Roztocza — wskazano już dawno temu (określając je jednak innymi ówczesnie używanymi nazwami — Liszkowski & Muchowski, 1969; Pisera, 1978). Kawerny i pory wypełnione są osadami wewnętrznymi oraz cementami synelementacyjnymi i meteorycznymi. Drobne serpulidy (średnica rurki rzędu 1 mm, długość do kilku cm), prawdopodobnie z rodzaju *Hydroides* (Korolyuk, 1952; Pisera, 1978), są składni-

\*Ryc. 5 i 6 patrz str. 455

\*\*1. poj. „tołtra” (ukr., ros. *tołtra*, l.mn. *tołtry*)



**Fig. 4.** Litostratygrafia osadów miocenijskich Roztocza (a) i Miodoborów (b)  
**Fig. 4.** Lithostratigraphy of the Miocene deposits of Roztocze (a) and Medobory (b)

kiem podrzędnym i stanowią co najwyżej kilka procent objętości skały. Rzadko obok lub zamiast rurek serpulidów występują szkielety małych gałązkowych mszywiolów.

Inne facje w rafach odgrywają podrzędną rolę. Miejscami wśród wapieni serpulowo-mikrobiałitowych spotyka się grubsze przewarstwienia stromatolitowe. Największe znaczenie mają muszlowce małżowe (ryc. 6C), często występujące u podnóży i na stokach raf. Są one zazwyczaj scementowane synsedymantacyjnie cementami włóknistymi; niekiedy muszle tkwią w mikrytowej masie wypełniającej. Rify ulegały synsedymantacyjnej erozji, co szczególnie widoczne jest w Miodoborach. W jej wyniku tworzyły się brekcje i zlepnięcia zbudowane z okruchów wapieni rafowych sarmatu, a w Miodoborach również z wapieni rafowych badenu. Klasty mogą być powleczone powłokami inkrustrujących organizmów (np. mszywiolów) i mikrobiałitów. Lokalnie spotyka się zbudowane z wapieni serpulowo-mikrobiałitowych czarne często ostrokrawędziste klasty o bitumicznym zapachu, typowe dla płytkich anoksycznych środowisk przybrzeżnych.

Rify badeńskie Miodoborów, w szczególności ich południowo-zachodnie stoki, są poprzecinane siecią szczelin szerokości do kilkudziesięciu cm i wielometrowej głębokości. Ich powstanie jest związane prawdopodobnie z wietrzeniem i krasowieniem w czasie przerwy w sedymentacji związanej z wynurzeniem na granicy badenu i sarmatu. Ściany szczelin są pokryte powłokami mikrytowymi, a wnętrza wypełnione sarmackim biodetrytusem (głównie małżami i ślimakami).

### Paleontologia

Zespoły biotyczne zamieszkujące rify sarmackie Miodoborów i Roztocza były wyjątkowo ubogie taksonomicznie, często jednak bardzo bogate w osobniki. Nie stwierdzono istotnych różnic w składzie skamieniałości między rafami z obu omawianych obszarów. Poza serpulidami i mszywiolami inne organizmy szkieletowe nie odgrywają ważnej roli w konstrukcji raf. Można wśród nich wyróżnić dwie grupy.

Pierwsza grupa obejmuje organizmy inkrustrujące: krasnorosty (prawdopodobnie *Titanoderma* sp) (ryc. 6D), sesylnie otwornice (nubekularidy) oraz multilamelarne mszywioly z rodzaju *Schizoporella* (Hara, 2003). Krasnorosty i otwornice tworzą cienkie (1–3 cm grubości) powłoki porastające powierzchnie wapieni serpulowo-mikrobiałitowych, związane z przerwami w przyro-

ście rify lub z erozją. Do drugiej grupy należą organizmy, które nie uczestniczyły w konstrukcji szkieletu rify i dla których rafa była środowiskiem życia. W jej skład wchodzi kilka rodzajów małżów, ślimaków, mszywiolów, otwornic i małżoraczków. Najpowszechniejsze są małże z grupy sercówek, należące do kilku gatunków charakterystycznego sarmackiego rodzaju *Obsoletiforma* (ryc. 6B; Jasionowski i in., 2003; Studencka & Jasionowski, 2004). Rzadziej spotyka się omułki z rodzaju *Modiolus*. Ślimaki należą głównie do rodzajów *Mohrensternia* (Rissoidea) i rzadziej *Calliostoma* (Trochidae). W zlepnięcach i brekcjach z czarnymi klastami spotyka się ślimaki z rodzaju *Cerithium*. W wapieniu serpulowo-mikrobiałitowym małże i ślimaki występują zazwyczaj pojedynczo (ryc. 6B) i tylko lokalnie masowo. Muszlowce małżowe są zbudowane ze skorupiek *Obsoletiforma* z domieszką muszli omułków, ślimaków i rurek serpul (ryc. 6C). Wśród otwornic dominują miliolidy i elfidia (Jasionowski i in., 2003). Niektóre duże kawerny wzrostowe w wapieniu rafowym są wypełnione materiałem bioklastycznym zawierającym wymienione wyżej organizmy i dodatkowo kilka rodzajów, głównie epifitycznych mszywiolów.

### Wapień serpulowo-mikrobiałitowy

Szkielety serpulidów i mszywiolów, choć ilościowo podrzędne, były ważnym elementem konstrukcyjnym rify. Stanowiły one rodzaj rusztowania, które było obrastane przez maty i biofilmy mikrobiałne (zob. Jasionowski, 1996). Maty uległy kalcyfikacji przekształcając się w synsedymantacyjnie zlitfikowane mikrobiałity, co umożliwiło powstanie sztywnego szkieletu rafowego (ryc. 7A–C). Immanentną cechą tak utworzonego szkieletu rafowego była ogromna pierwotna kawernistość, która stanowiła przestrzeń dla precypitacji synsedymantacyjnych cementów włóknistych i depozycji osadów wewnętrznych (muł węglanowy, peloidy, rzadko bioklasty). Cementy włókniste są ważnym, a lokalnie nawet dominującym komponentem wapieni rafowych (ryc. 7C). Niekiedy brak jest prawie mikrobiałitów i cementy obrastają bezpośrednio szkielety serpulidów lub mszywiolów; taką fację można określić jako cementston.

Można wyróżnić wiele odmian bandstonów serpulowo-mikrobiałitowych, charakteryzujących się różnicowaną geometrią i uporządkowaniem przestrzennym ciał mikrobiałitowych, różnym stosunkiem objętości mikrobiałitów do pierwotnej porowatości, obecnością bądź brakiem synsedymantacyjnych cementów włóknistych i osadów wewnętrznych, gęstością szkieletów serpul i mszywiolów.

Mikrobiałity w wapieniach rafowych mają zróżnicowaną morfologię. Najczęściej są to nielaminowane lub laminowane (stromatolitowe), małe (kilka mm do kilku cm) kolumny i różnorakiego kształtu „gruzły”, narastające na pojedynczych rurkach lub agregatach rurek serpul (ryc. 7A–C). Są one zwykle wyraźnie zorientowane przestrzennie — przyrost następował mniej więcej ku górze. Wapień rafowy budowany przez tak zbudowane mikrobiałity sprawia wrażenie trombolitu. Obecność serpulidów odróżnia go od klasycznych trombolitów, w których gruzły mikrobiałitowe nie mają widocznego wsparcia w postaci szkieletów organizmów (Kennard & James, 1986).

W wielu przypadkach mikrobiałity nie mają zindywidualizowanej formy i nie wykazują orientacji przestrzennej. Często obrastają rurki serpul lub szkielety mszywiolów tworząc cienkie mniej lub bardziej nieregularne, czasami koncentryczne pierścienie kilkumilimetrowej grubości. Niekiedy narastały one na ele-

mentach organicznych (przypuszczalnie na glonach lub łodygach innych roślin), które później uległy rozkładowi.

Większość mikrobialitów oraz znaczna część osadów wewnętrznych (zwłaszcza wypełniających małe kawerny) budowana jest przez mikryt o strukturze gruzełkowej. Tworzą ją agregaty wzajemnie pozrastanych peloidów o niewielkich rozmiarach (kilkadziesiąt do ponad 100 mm średnicy) i zwykle mniej lub bardziej sferycznym kształcie (ryc. 7D–F). Wnętrza peloidów zbudowane z kilkumikrometrowych kryształów kalcytu otoczonych obwódką drobnego sparytu (ryc. 7F). Miejskami w mikrobialitach, wśród mikrostruktur peloidowych, spotyka się pojedyncze laminy, rzadziej grubsze przewarstwienia homogenicznego mikrytu (ryc. 7G).

Osady wewnętrzne mają bardzo często formę wypełnień geopetalnych (ryc. 7A, B). Są to zazwyczaj peloidowe greinstony lub muł węglanowy deponowane z zawiesiny w kawernach i zagłębieniach w szkielecie rafy. Duża część osadów wewnętrznych to w istocie mikrobiality, które powstały *in situ* w kawernach.

Cementy włókniste występują w różnych rozmiarów kawernach wzrostowych w rafach oraz w rurkach serpul i szkielecach mszywiolów. Tworzą powłoki o stałej albo zmiennej grubości zbudowane z wydłużonych kryształów o igielkowatym pokroju, ułożonych równolegle lub zebranych w wiązki wachlarzowato wygaszające światło (ryc. 7H–L). Grubość obwódek cementu jest bardzo zróżnicowana i waha się od kilku mm (a niekiedy 1 cm i więcej) do kilkudziesięciu lub kilkunastu mm (zwykle wynosi kilkaset mm). Cementy na dnie kawern mogą zawierać szkielety mikroorganizmów (np. małżoraczków), co dowodzi ich syngedymantacyjnej genezy. W CL cementy włókniste nie świecą (ryc. 7I), co świadczy o krystalizacji w środowisku wód dobrze utlenionych. W stropowych partiach niektórych raf stwierdzono cement stalaktytowy i stalagmitowy między obwódkami cementu włóknistego (ryc. 7L), co wskazuje na czasowe wynurzenie raf podczas ich wzrostu.

### Mineralogia oraz geochemia Mg i Sr

Główne komponenty sarmackich wapieni rafowych — osady mikrytowe i cementy włókniste — są zbudowane z kalcytu wysokomagnezowego. Tylko dwie zbadane próbki cementu włóknistego z muszłowców sercówkowych z Miodoborów miały skład aragonitowy. Z aragonitu są także zbudowane skorupki małżów i ślimaków. Cement meteoryczny składa się z kalcytu niskomagnezowego.

W cementach włóknistych z raf Roztocza zawartość Mg wynosi średnio prawie 12000 ppm (od ok. 10000 do 13000 ppm), a w rafach Miodoborów jest nieco wyższa — średnio prawie 14000 ppm — od 12000 do 18000 ppm (ryc. 8A). W przeliczeniu na zawartość  $MgCO_3$  w kalcytcie stanowi to ok. 5–6% molowych  $MgCO_3$  i mieści w dolnym przedziale zawartości Mg dla kalcytu wysokomagnezowego (za granicę między kalcytem nisko- i wysokomagnezowym przyjmuje się zwykle zawartość 4% molowych  $MgCO_3$ ). Podobnie wysoką koncentrację Mg stwierdzono w mikrobialitach i mikrytowych osadach wewnętrznych. W kalcytcie meteorycznym zawartość Mg jest kilkukrotnie niższa (ryc. 8A).

Podobne prawidłowości jak dla magnezu obserwujemy w przypadku strontu (ryc. 8B). Zawartość strontu w syngedymantacyjnych precypitach jest dość wysoka, szczególnie wobec stosunkowo niskiej zawartości magnezu. Najwyższą koncentracją Sr charakteryzują się niezmienione przez posarmacką diagenезę syngedymantacyjne precypitaty kalcytowe, najniższą — kalcyt meteoryczny. Cementy włókniste w rafach Roztocza zawierają średnio prawie 1550 ppm (od 1400 do 1650 ppm), a w rafach Miodoborów — ok. 1300 ppm (od 1000 do 1650 ppm). Podobną, choć bardziej zróżnicowaną, domieszkę Sr stwierdzono w mikrobialitach.

Mimo wysokiej zawartości Sr, obserwowana duża zawartość Mg w sarmackich precypitach wyklucza możliwość, że były one pierwotnie aragonitowe, jak to sugerował Pisera (1990). Cement aragonitowy ze swojej natury zawiera bardzo mało magnezu (tak też jest w przypadku zbadanych próbek sarmackich aragonitów — kilkaset ppm Mg). Neomorficzna przemiana aragonitu w kalcyt przy udziale wód meteorycznych nie mogłaby doprowadzić do tak wysokiej zawartości Mg, nie ma też żadnych przesłanek natury petrograficznej, że do tego doszło. Cement aragonitowy z muszłowców małżowych Miodoborów, tak jak można oczekiwać, zawiera dużo strontu (ok. 7000 ppm).

### Izotopy tlenu i węgla

Różne składniki raf serpulowo-mikrobialitowych, w zależności od genezy, charakteryzują się odmiennym składem trwałych izotopów tlenu i węgla (ryc. 9). Można wyodrębnić dwa izotopowo odmiennie populacje próbek: syngedymantacyjne precypitaty (w szczególności cementy włókniste) i kalcyt meteoryczny.

Cementy włókniste charakteryzują się wysoką zawartością ciężkiego izotopu tlenu i węgla, przy stosunkowo niewielkich wahaniami i wyraźnej liniowej zależności  $\delta^{18}O$  i  $\delta^{13}C$ . W rafach Miodoborów ( $n = 19$ )  $\delta^{18}O$  wynosi średnio +1,66 [PDB] (od +0,43 do +2,60), a  $\delta^{13}C$  — +2,71 [PDB] (od +2,06 do +3,56). Podobne wartości stwierdzono w rafach Roztocza ( $n = 14$ ), gdzie średnia  $\delta^{18}O$  wynosi +1,43 [PDB] (od +0,59 do +2,38), a  $\delta^{13}C$  — +2,93 [PDB] (od +2,34 do +3,62).

Równie wysokimi maksymalnymi wartościami  $\delta^{18}O$  i  $\delta^{13}C$  odznacza się część mikrobialitów i osadów wewnętrznych. Średnie są jednak znacznie niższe, co wynika z dużego zróżnicowania  $\delta^{18}O$  i  $\delta^{13}C$  i obecności pewnej liczby próbek o bardzo niskiej zawartości cięższych izotopów C i O. Jest to prawdopodobnie skutkiem domieszki kalcytu meteorycznego. Mikrostruktury peloidowe z natury mają dużą pierwotną porowatość, w której mogły krystalizować cementy meteoryczne. Kalcyt meteoryczny charakteryzuje się typową niską zawartością ciężkiego izotopu tlenu ( $^{18}O$ ) i zwykle również węgla ( $^{13}C$ ).  $\delta^{18}O$  waha się w stosunkowo wąskim przedziale – 6 do –9 [PDB].  $\delta^{13}C$  jest zróżnicowana i wynosi od ok. –9 do ok. +4 [PDB], wskazując na zmienny udział węgla pochodzenia organicznego.

Wysoką zawartość ciężkich izotopów tlenu i węgla zmierzono także w aragonitowych skorupkach małżów sarmackich z rodzaju *Obsoletiforma*. W rafach Miodoborów ich średnie  $\delta^{18}O$  jak i  $\delta^{13}C$  wynoszą dokładnie po +2 [PDB]. Jedyna próbka z Roztocza wykazuje zbliżone wartości — odpowiednio +2,36 [PDB] i +1,76 [PDB]. Skorupki tego samego rodzaju małżów z dolnosarmackich brzeżnych facji piaszczystych, odsłaniających się na wschód od Miodoborów mają znacznie niższą zawartość ciężkich izotopów ( $\delta^{18}O$  średnio +1,09 [PDB], a  $\delta^{13}C$  — +1,80 [PDB]; Jasionowski i in., 2003). Zbadane dla porównania małże z morskich facji węglanowych górnego badenu mają skład izotopowy prawie identyczny jak małże z raf sarmackich (średnia  $\delta^{18}O$  równa +2,07 [PDB], a  $\delta^{13}C$  — +2,06 [PDB]). Z kolei górnobadeńskie małże z brakicznych osadów piaszczystych (zlokalizowanych na E od Miodoborów) charakteryzują się wyraźnie niższą zawartością ciężkich izotopów tlenu i węgla (średnia  $\delta^{18}O$  — 0,51 [PDB], a  $\delta^{13}C$  — +0,37 [PDB]; Jasionowski i in., 2003).

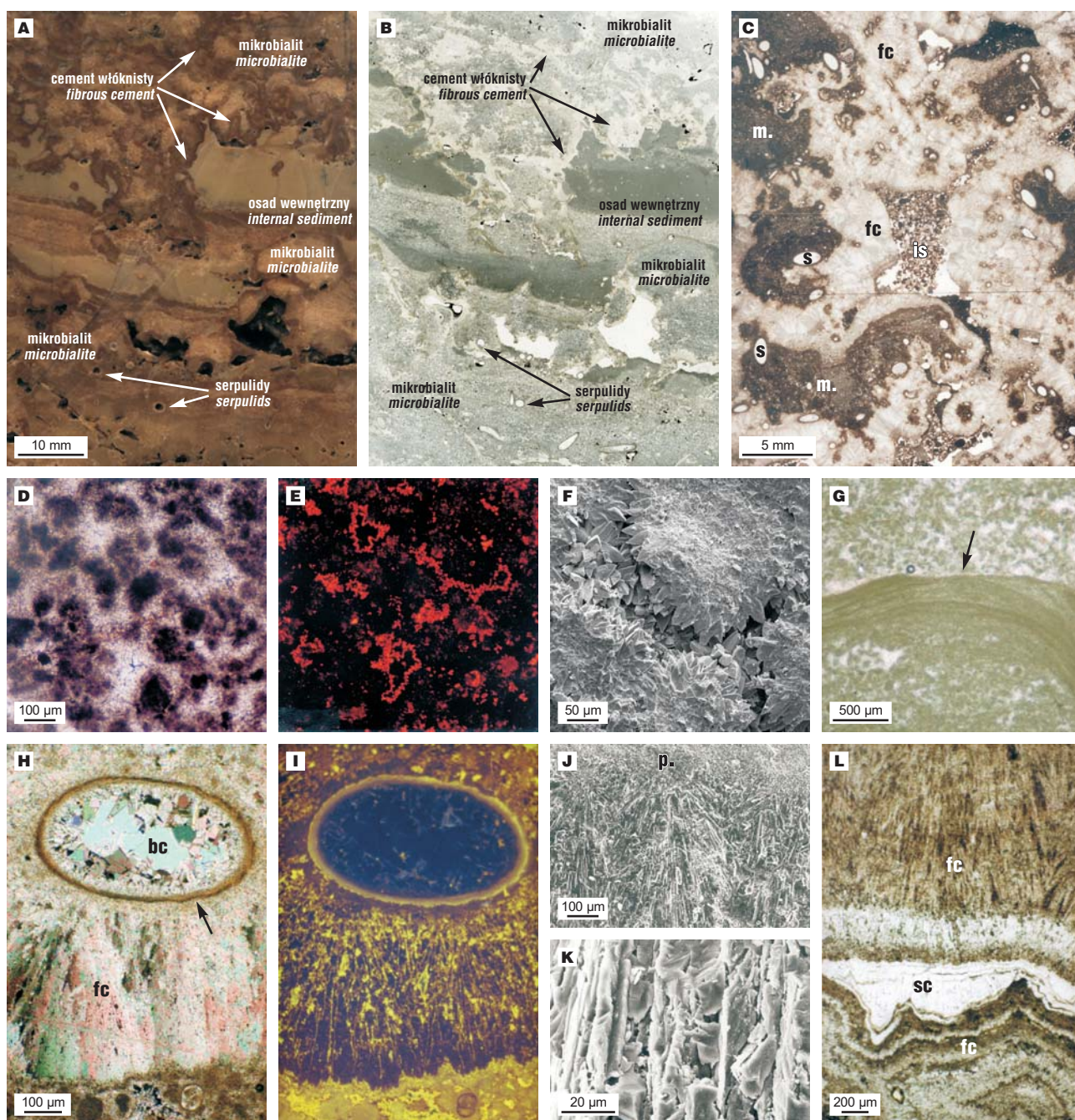
### Geneza mikrobialitów i chemizm wody

Jak zaznaczono we wstępie artykułu, od dawna powszechnie uważa się, że w sarmacie Paratetyda charakteryzowała się obniżonym zasoleniem wody (choć ostatnio niektórzy badacze to podważają — zob. Piller & Harzhauer, 2005). Należy wszakże rozważyć bardziej skomplikowany model rozwoju chemizmu wód tego basenu, w którym kluczowe znaczenie — poza ubóstwem taksono-

micznym organizmów tam żyjących — ma obecność raf budowanych głównie przez synsedymencyjne precypitaty węglanu wapnia.

Mikrobiałity są osadami organosedymencyjnymi powstającymi dzięki wychwytywaniu i wiązaniu cząstek detrytycznych przez maty mikrobialne lub mineralizacji tych mat (Burne & Moore, 1987). Maty i biofilmy mikrobialne są bardzo złożonymi biocenozy tworzonymi przez różnorodne mikroorganizmy, przede wszystkim różne grupy bakterii (van Gemerden, 1993) tkwiące w wydzielanej przez siebie substancji organicznej określanej nazwą EPS (ang. *extracellular polymeric secretions* — pozakomórkowe wydzieliny polimerowe; Stolz, 2000; Decho, 2000). Mineralizacja mat prowadząca do powstania mikrobiałitów odbywa się dzięki pośrednictwu EPS, jednak szczegółowy mechanizm tego zjawiska jest przedmiotem dyskusji i kontrowersji (Reitner, 1993; Reid i in., 2000; Arp i in., 2001, 2003). Wiadomo jednakże, że warunkiem koniecznym jest bardzo silne przesylenie wody w stosunku do węglanu wapnia (Arp i in., 2001, 2003).

Dominiacja mikrobiałitów wskazuje zatem jednoznacznie, że wody w których rozwijały się sarmackie rafy Roztocza i Miodoborów były silnie przesycone w stosunku do węglanu wapnia. Prawie wszystkie mikryty w rafach można uznać za typowe nieskieletowe precypitaty powstałe w wyniku mineralizacji *in situ* mat lub biofilmów mikrobialnych dzięki pośrednictwu EPS. Większość mikrobiałitów w budowlach serpulowo-mikrobiałitowych narastała ku górze. Można przypuszczać zatem, że ich wzrost był zależny od światła, a maty mikrobialne, dzięki mineralizacji których powstały, były budowane przez sinice. W mikrobiałitach tych nie stwierdzono jednak pozostałości sinic (np. filamentów). Typ mikrostruktury mikrobiałitowej zależy o chemizmu wody (Arp i in., 2001). Brak w mikrobiałitach skalfikowanych pozostałości sinic wskazuje na wody o bardzo dużej zawartości rozpuszczonego węgla nie-



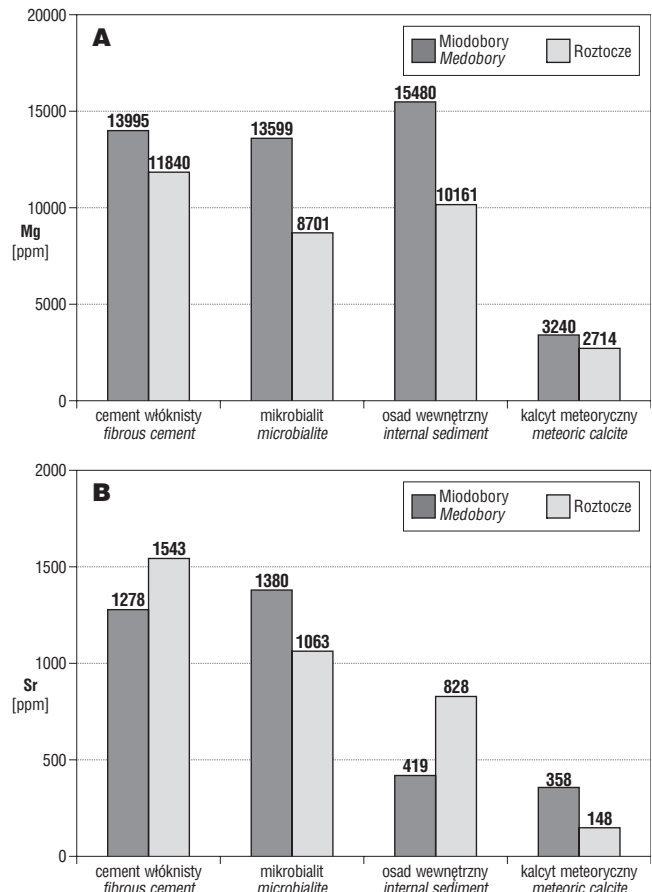
organicznego (DIC) i małej zawartości jonu wapniowego. W takich wodach kalcyfikacja mat mikrobialnych odbywa się dzięki pośrednictwu EPS i jest kontrolowana wyłącznie przez chemizm środowiska (Arp i in., 2001). Kalcyfikacja sinic spowodowana ich fizjologiczną działalnością zachodzi w wodzie o przewadze jonu wapniowego nad jonem węglanowym (Arp i in., 2001).

Anomalny chemizm wód Paratetydy w sarmacie był już sygnalizowany przez Pisere (1990, 1996), który sugerował hypersalinarnie zasolenie i wysoką zawartość jonów wodorowęglanowych i węglanowych (alkaliczność węglanowa). Podwyższoną koncentrację węglanów w wodach powierzchniowych obserwuje się w stratyfikowanych anoksycznych basenach, gdzie rozkład materii organicznej dzięki bakteryjnej redukcji jonu siarczanowego prowadzi do

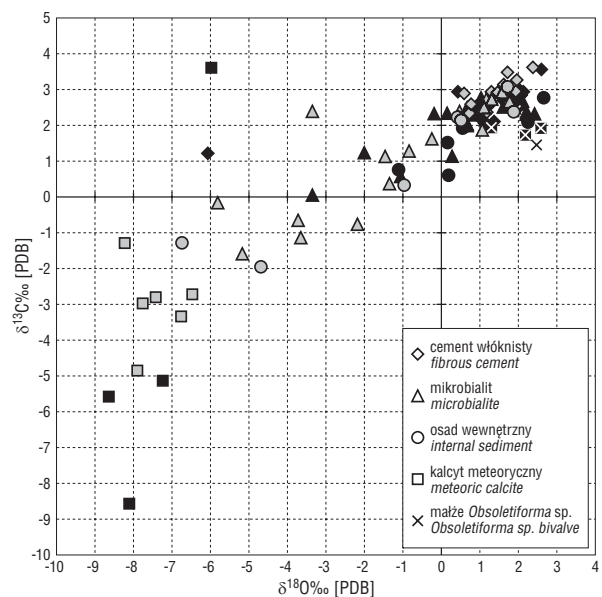
←

**Ryc. 7.** Mikrofacje. A, B — typowy bandston serpulowo-mikrobialitowy z mikrobialitami narastającymi na rurkach serpul i wzrostową kawernistością wypełnioną osadami wewnętrznymi i synsedymenacyjnym cementem włóknistym; przecięta powierzchnia (A) i odpowiadająca jej płytka cienka (B) (Bila); C — bandston serpulowo-mikrobialitowy z bardzo obfitymi cementami włóknistymi (fc) i podrzędnymi mikrobialitami (m), s — rurki serpulidów, is — bioklastyczny osad wewnętrzny (Dąbrowa); D–G — mikrobiality i ich mikrostruktury. D–F — mikrostruktura gruzelkowa budowana przez agregaty małych peloidów scementowanych drobnosparytowym cementem w świetle przechodzącym (D), katodoluminescencji (E) oraz SEM (F); G — laminowana powłoka homogenicznego mikrytu erozyjnie ścięta w najbardziej wyniesionej części (strzałka) D, E — Łysaków, F — Maksymivka, G — Novosilka. H–K — synsedymenacyjny cement włóknisty. Obwódka cementu włóknistego (fc) narasta na rurce serpulii (strzałka) wypełnionej meteorycznym cementem blokowym (bc). W skrzyżowanych nikolach (H) widać wachlarzowate wygaszanie światła. W CL (I) brak świecenia z wyjątkiem krawędzi poszczególnych kryształów, prawdopodobnie w wyniku późniejszych przeobrażeń w warunkach diagenety meteorycznej. Wachlarzowate agregaty włóknistych kryształów (J) narastały na jądrach peloidów (p). Powłoki cementu są zbudowane z wydłużonych igiełkowatych kryształów i charakteryzują się międzykryształiczną porowatością (K). L — cement stalaktytowy (sc) między powłokami cementu włóknistego (fc). H, I, L — Bila, J, K — Łysaków

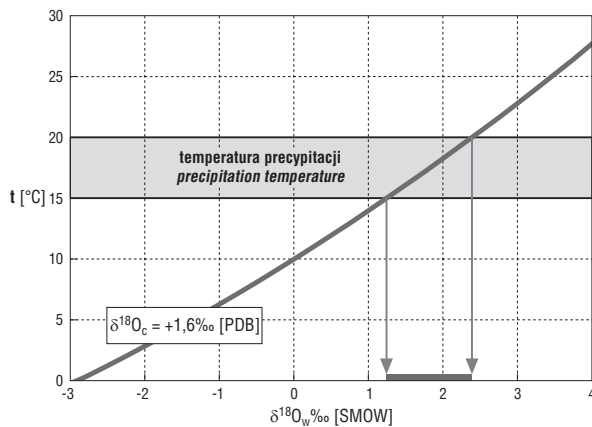
**Fig. 7.** Microfacies. A, B — Typical boundstone with microbialites growing on serpulid tubes and growth cavities infilled with internal sediment and syndimentary fibrous cement, scanned slab (A) and equivalent thin section (B) (Bila); C — serpulid-microbialite boundstone with abundant fibrous cements (fc) and minor microbialites (m), s — serpulid tubes, is — bioclastic internal sediment (Dąbrowa); D – G — microbialites and their fabrics. D, E, F — clotted fabrics made up of aggregates of small peloids cemented by minute sparite crystals in transmitted light (D), cathodoluminescence (E) and SEM (F); G — laminated dense micrite crust truncated by erosion at the most elevated part (arrowed). D, E — Łysaków, F — Maksymivka, G — Novosilka.; H – K — syndimentary fibrous cement. Cement crust (fc) growing on a serpulid tube (arrowed) that is occluded with meteoric blocky calcite cement (bc). In crossed nicols (H) fan-like extinction is observed. In CL (I) there is no luminescence except for the edges of particular crystal what is probably the result of meteoric diagenesis. Fans of fibrous crystal are growing from single peloids (p)(J). The cement rims are characterized by intercrystalline porosity between elongated crystals (K). L — stalactitic cement (sc) sandwiched between fibrous cement crusts (fc). H, I, L — Bila, J, K — Łysaków



**Ryc. 8.** Zawartość magnezu i strontu w różnych komponentach wapieni serpulowo-mikrobialitowych Roztocza i Miodoborów  
**Fig. 8.** Mg and Sr content in different components of the serpulid-microbialite reefs of Roztocze and Medobory



**Ryc. 9.** Stabilne izotopy tlenu i węgla w różnych składnikach wapieni serpulowo-mikrobialitowych Roztocza i Miodoborów (szare wypełnienie — Roztocze, czarne — Miodobory)  
**Fig. 9.** Stable C and O isotopes in various components of the serpulid-microbialite reefs of Roztocze (grey symbols) and Medobory (black symbols)



**Ryc. 10.** Krzywa równowagi przedstawiająca zależność między składem izotopowym wody a temperaturą krystalizacji dla cementu włóknistego (średnia  $\delta^{18}\text{O}_c$  ok. 1,6). Przy założeniu temperatury wody w granicach 15–20°C,  $\delta^{18}\text{O}_w$  wody mieści się w przedziale +1 — +2 [SMOW]. Według równania Epsteina i in. (1953):  $t\text{ (}^\circ\text{C)} = 16,5 - 4,3 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,14 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$

**Fig. 10.** Equilibrium relation between isotopic composition of water and crystallization temperature for an average isotopic composition of fibrous cement ( $\delta^{18}\text{O}_c = 1.6$ ). Granted that the crystallization temperature is 15–20°C,  $\delta^{18}\text{O}_w$  of water shall be in the range of +1 to +2 [SMOW]. According to equation by Epstein et al. (1953):  $t\text{ (}^\circ\text{C)} = 16,5 - 4,3 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,14 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$

akumulacji DIC w wodach przydennych (Kempe & Kaźmierczak, 1994). W wyniku mieszania lub dyfuzji jest on transportowany do wód powierzchniowych (pompa alkaliczna) i przyczynia się do zwiększenia ich stopnia nasycenia w stosunku do węglanu wapnia. Przykładem jest Morze Czarne, którego wody powierzchniowe, w związku z wysłodzeniem nie są silnie przesycone  $\text{CaCO}_3$ , jednak ich ewaporacja szybko doprowadziłaby do takiego stanu (według Kempe & Kaźmierczak, 1994).

W basenie sarmackim występują osady powstałe w warunkach anoksycznych (np. Czapowski, 1994), toteż przedstawiony wyżej mechanizm prowadzący do przesylenia wód powierzchniowych Paratetydy w stosunku do  $\text{CaCO}_3$  wydaje się być prawdopodobny. Z drugiej jednak strony syngedymantacyjne precypitaty z raf sarmackich charakteryzują się wysokimi  $\delta^{13}\text{C}$  (do ponad +3‰), typowymi dla DIC będącego w równowadze z atmosferą. Skład izotopowy węgla w węglanach jest zależny przede wszystkim od składu izotopowego DIC w roztworze (Anderson & Arthur, 1983), więc wiązanie tych utworów z DIC pochodzącym z utleniania lekkiej izotopowo materii organicznej może być problematyczne. Jednak w płytkim przybrzeżnym środowisku, gdzie nie zachodziła wymiana wody i przy dodatkowo dużej produktywności pierwotnej (fotosynteza), mogło dojść do zatarcia pierwotnie lekkiego składu izotopowego węgla (Talbot, 1990).

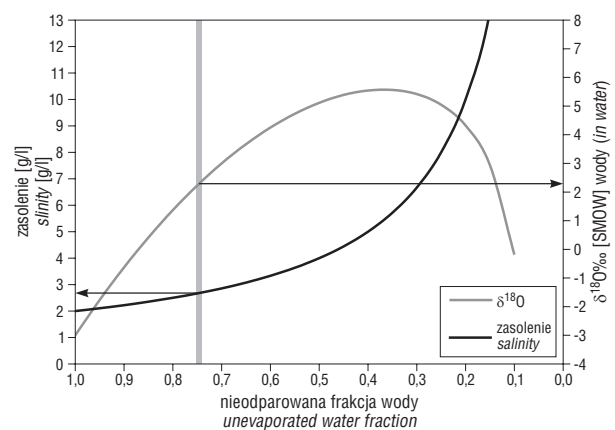
Syngedymantacyjne precypitaty z raf sarmackich odznaczają się bardzo wysoką zawartością ciężkiego izotopu tlenu ( $\delta^{18}\text{O}$  dochodzi do ok. +3‰ [PDB]?), często wyższą niż we współczesnych morskich precypitatach strefy tropikalnej.  $\delta^{18}\text{O}$  w węglanach jest wprost proporcjonalna do  $\delta^{18}\text{O}$  wody i odwrotnie proporcjonalna do temperatury (Anderson & Arthur, 1983), zatem woda, z której się wytrącały, musiała charakteryzować się wysoką zawartością ciężkiego izotopu tlenu. Cement włóknisty (o średniej  $\delta^{18}\text{O}$  ok. +1,6‰ [PDB]) krystalizujący w warunkach równowagi, w przedziale temperatur 15–20°C, wytrącał się z wody, której  $\delta^{18}\text{O}$  wynosiła od ponad +1 do prawie +2,5‰ [SMOW] (ryc. 10A). W

przypadku maksymalnych zmierzonych wartości  $\delta^{18}\text{O}$ , woda była jeszcze bardziej wzbogacona w ciężki izotop tlenu. Nawet jeśli przyjąć niższe temperatury krystalizacji (na co wydaje się, że nie ma przesłanek — zob. np. Syabryay & Stuchlik, 1994), to  $\delta^{18}\text{O}$  wody ciągle pozostaje wysoka jak dla wody brakicznej (np. przy 10°C — 0‰).

Przedstawione wyżej fakty nie stoją jednak w sprzeczności z hipotezą wód brakicznych. Pierwotny skład izotopowy tlenu wody, która ulega parowaniu nie ma bowiem wpływu na jej finalny skład izotopowy (Gonfiantini, 1986; Talbot, 1990). Przy odpowiednio zaawansowanym stopniu ewaporacji uzyskamy wodę o identycznej  $\delta^{18}\text{O}$ , niezależnie od tego czy punktem wyjścia była woda meteoryczna, morska, czy też ich mieszanina. Mając taką samą  $\delta^{18}\text{O}$  wody te będą się jednak zdecydowanie różnić stopniem zasolenia. Skład izotopowy wody, a zatem i węglanów z niej wytrąconych, nie jest — jak się niekiedy w uproszczeniu uważa — jednoznaczny wskaźnikiem wysokości zasolenia (Swart i in., 1989; Matyas i in., 1996; Hendry & Kalin, 1997).

W tak dużym basenie, jakim była Paratetyda, mogło istnieć duże lateralne zróżnicowanie składu izotopowego, wysokości zasolenia i stopnia nasycenia wody węglanem wapnia. Ewaporacja brakicznej wody sarmackiej w zapałdisku przedkarpaccim mogła prowadzić do wzrostu jej  $\delta^{18}\text{O}$  i zasolenia (ryc. 11). W zależności od początkowych wartości zasolenia i stopnia zaawansowania ewaporacji możliwe było nawet uzyskanie finalnego zasolenia odpowiadającego normalnemu morskemu lub hypersalinarnemu. Wahania składu izotopowego wody zostały stwierdzone w Paratetydzie Wschodniej (Kiyashko & Paramonova, 1987). Również w basenie panońskim skład izotopowy tlenu w muszlach mieczaków wskazują na ewaporację wód przybrzeżnych (Latal & Piller, 2004).

Ewaporacja wód brakicznych prowadziłyby prawdopodobnie do jeszcze większego zubożenia taksonomicznego świata organicznego. Obecność wśród otwornic dolnosarmackich form charakterystycznych dla środowisk hypersalinarnych (wg Peryt [W:] Jasionowski i in., 2003) oraz obserwowane ogólne zubożenie zespołów biotycznych w rafach, w stosunku do innych równowiekowych osadów sarmackich, zdają się potwierdzać taki scenariusz.



**Ryc. 11.** Przebieg ewaporacji hipotetycznej wody sarmackiej o zasoleniu początkowym 20‰ i początkowej  $\delta^{18}\text{O} = -3$ ‰ [SMOW], przy wilgotności względnej powietrza 70% i temperaturze 20°C. Obliczenia przy użyciu wzorów podanych przez Gonfiantini'ego, 1986

**Fig. 11.** Evaporation of an hypothetical Sarmatian water with initial salinity = 20‰,  $\delta^{18}\text{O} = -3$ ‰ [SMOW], in relative air humidity 70% and air temperature 20°C. Calculations according to equations given by Gonfiantini, 1986



Ponieważ w sarmacie Paratetyda była połączona z oceanem światowym, to chemizm jej wód wyrażony stosunkami jonowymi rozpuszczonych soli musiał być morski (podobnie jak ma to miejsce we współczesnych morzach o obniżonym zasoleniu). Skład jonowy wody morskiej pod koniec środkowego miocenu różnił się stosunkowo niewiele od współczesnego i podobnie jak obecnie sprzyjał precipitacji aragonitu i wysokomagnezowego kalcytu — morze aragonitowe (Holland, 2003). Cementy włókniste z raf sarmackich petrograficznie przypominają wysokomagnezowe cementy kalcytowe ze współczesnych raf tropikalnych oraz analogiczne cementy kopalne (James & Chouquette, 1992), ale różnią się zawartością magnezu i strontu (zob. np. Carpenter & Lohmann, 1992). Tak niska zawartość Mg jak w precipitacjach sarmackich (5–6% molowego  $MgCO_3$ ) wynika prawdopodobnie częściowo z niższej temperatury krystalizacji, w porównaniu do współczesnych cementów morskich, a częściowo z obniżonego stosunku Mg/Ca w wodach morskich miocenu (3,5 mmol/mol wobec 5,5 obecnie — Holland, 2003). Dodatkowo woda w strefie brzeżnej basenu sarmackiego mogła być wzbogacona bardziej w jony  $Ca^{2+}$  dzięki dopływowi wód rzecznych (co obniżało w niej stosunek Mg/Ca). Skład izotopów strontu w precipitacjach i skorupkach małżów jednoznacznie wskazuje na dostawę lekkiego izotopowo Sr, co prawdopodobnie jest związane z rozpuszczaniem węglanów kredy (Jasionowski i in., 2003). Mieszanie się i ewaporacja wód z przybrzeżnych partii basenu wzbogaconych w jony  $Ca^{2+}$  z wodami otwartego basenu wzbogaconymi w jony węglanowe mogły dodatkowo prowadzić do silniejszego przesylenia węglanem wapnia.

Synsedymacyjne precipitaty sarmackie, przy stosunkowo niewielkiej zawartości magnezu, zawierają bardzo dużo strontu (1400 ppm) w porównaniu do holocenijskich precipitatów morskich o podobnej zawartości Mg (400 ppm Sr). Równie wysoką zawartość Sr, przy tak małej zawartości Mg spotyka się tylko we współczesnych kalcytach biogenicznych (Carpenter & Lohmann, 1992). Różnica między tymi utworami może być skutkiem różnej szybkości precipitacji: cementy krystalizują wolno w warunkach niezbyt odbiegających od równowagi, natomiast kalcyt biogeniczny — bardzo szybko (Carpenter & Lohmann, 1992). Stosunek molowy Sr/Ca i koncentracja Sr w wodach morskich w środkowym miocenie były podobne jak obecnie (Lear i in., 2003). Można zatem wysunąć hipotezę, że precipitaty sarmackie krystalizowały szybciej niż analogiczne cementy morskie — w podobnym tempie jak kalcyt biogeniczny, co może stanowić kolejną przesłankę na silnie przesylenie wody węglanem wapnia.

#### Podsumowanie

Specyficzne warunki środowiska panujące w basenie sarmackim Paratetydy doprowadziły do rozkwitu ubogich taksonomicznie organizmów oportunistycznych oraz rozwoju mat mikrobialnych, które dzięki sprzyjającemu chemizmowi wody uległy synsedymacyjnej kalcyfikacji. Budowle węglanowe tworzone przez mikrobiality i organizmy szkieletowe są znane z osadów kopalnych (np. Webb, 2001). Współwystępowanie serpulidów i mikrobialitów było notowane w różnorodnych środowiskach o zazwyczaj dużym stresie ekologicznym, jednak w takiej skali jak w sarmacie Paratetydy jest zjawiskiem unikalnym (zob. dyskusja — Jasionowski, 1996). Serpulidy są organizmami oportunistycznymi, zdolnymi do rozwoju w wodach o szerokim zakresie parametrów fizykochemicznych, zwłaszcza zasolenia, ale też temperatury (Ten Hove & Van den Hurk, 1993).

Dolnosarmackie rafa serpulowo-mikrobialitowe Roztocza i Miodoborów są produktem interakcji różnych czynników regionalnych i lokalnych. Izolacja całego basenu Paratetydy na granicy badenu i sarmatu spowodowała obniżenie zasolenia wody i doprowadziła do kryzysu biotycznego. W brackicznych wodach rozwijały się tylko nieliczne oportunistyczne taksony organizmów. Powstanie raf serpulowo-mikrobialitowych związane było z prawdopodobnie lokalnym, ograniczonym do płytkich przybrzeżnych partii basenu, przesyleniem wody w stosunku do  $CaCO_3$ . Było ono spowodowane głównie silną ewaporacją brackicznych wód silnie wzbogaconych w jony węglanowe. Dzięki takim warunkom środowiska rozwijała się niezwykła asocjacja serpulidów oraz ulegających kalcyfikacji mat mikrobialnych, która wytworzyła dużych rozmiarów budowle węglanowe.

Artykuł przedstawia główne wyniki badań wykonanych w minionych latach w ramach kilku projektów badawczych. Są to: granty KBN „Sedymentacja i diagenaza sarmackich wapieni Roztocza” (nr 6P04D 026 11 — doktorat wykonany pod kierunkiem prof. dr hab. Tadeusza Peryta) oraz „Rafa sarmackie Miodoborów (Ukraina): efekt lokalnych czy regionalnych zmian środowiska Paratetydy?” (nr 6P04D 064 20), a także temat w ramach działalności statutowej PIG (poz. pl. 6.20.9139.00.0).

#### Literatura

- ANDERSON T.F. & ARTHUR M.A. 1983 — Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and environmental problems. [W:] Arthur M.A. & Anderson T.F. — Stable Isotopes in Sedimentary Geology. SEMP Short Course no. 10: 1–151. Dallas
- ARP G., REIMER A. & REITNER J. 2001 — Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science*, 292 (5522): 1701–1704.
- ARP G., REIMER A. & REITNER J. 2003 — Microbialite formation in seawater of increased alkalinity, Satonda Crater Lake, Indonesia. *J. Sediment. Res.*, 73: 105–127.
- BIELECKA M. 1967 — Trzeciorząd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 206: 115–170.
- BURNE R.V. & MOORE L.S. 1987 — Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*, 2: 241–254.
- CARPENTER S.J. & LOHMANN K.C. 1992 — Sr/Mg ratios of modern marine calcite: empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1837–1849.
- CHUMAKOV I.S., BYZOVA S.L., GANZEY S.S., ARIAS C., BIGAZZI G., BONADONNA F.P., HADLER, NETO J.C. & NORELLI P. 1992 — Interlaboratory fission track dating of volcanic ash levels from Eastern Paratethys: a Mediterranean–Paratethys correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 95: 287–295.
- CZAPÓWSKI, G. 1994 — Sedimentation of Middle Miocene marine complex from the area near Tarnobrzeg (north–central part of the Carpathian Foredeep). *Geol. Quarterly*, 38: 577–592.
- DECHO A.W. 2000 — Exopolymer microdomains as a structuring agent for heterogeneity within microbial biofilms. [W:] Riding R.E. & Awramik S.M. — Microbial sediments: 9–15.
- DIDKOVSKI V. & KULICHENKO V. 1975 — Neogen. Stratigrafia URSS, t. 10. Naukova Dumka, Kyiv.
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H. & UREY H.C. 1953 — Revised carbonate–water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64: 1315–1326.
- GONFIANTINI R. 1986 — Environmental isotopes in lake studies. [W:] Fritz P. & Fontes J.Ch. — Handbook of the Environmental Isotope Geochemistry vol. 2, The Terrestrial Environment, B: 113–168.
- HARA U. 2003 — Early Sarmatian bryozoans of Medobory, Western Ukraine, Central Paratethys. First Austrian reef workshop, 30–31 May 2003, Abstracts volume: 12–13, Wien.
- HENDRY J.P. & KALIN R.M. 1997 — Are oxygen and carbon isotopes of mollusc shells reliable paleosalinity indicators in marginal marine environments. A case study from the Middle Jurassic of England. *J. Geol. Soc., London*, 154: 321–333.
- HOLLAND H.D. 2003 — The geological history of seawater. [W:] Holland H.D. & Turekian K.K. — Treatise on Geochemistry. The oceans and marine geochemistry, 6: 583–625.
- ILINA L.B., NEVESSKAYA L.A. & PARAMONONOVA N.P. 1976 — Zakonomernosti rozvitya molluskov v opresnenykh basseynakh neogena Evrazii Trudy PIN Akademi → Nauk SSSR, 155: 1–287.
- JAMES N. P. & CHOQUETTE P.W. 1992 — Limestones — the sea floor diagenetic environment. [W:] McIlreath I.A. & Morriow D.W. — Diagenesis. Geological Association of Canada Reprint Series, 4: 13–34.

- JASIONOWSKI M. 1996 — Budowle serpulowo-mikrobialitowe sarmatu na Roztoczu: niezwykle joint-venture. *Prz. Geol.*, 44: 1044–1048.
- JASIONOWSKI M. 1998 — Sedymentacja i diageniza sarmackich wapieni Roztocza. Niepublikowana rozprawa doktorska. *Arch. CAG* 700/99.
- JASIONOWSKI M., PERYT, D., STUDENCKA B. & POBEREZHSHYY A. 2003 — „Rafy” sarmackie Miodoborów (Ukraina): efekt lokalnych czy regionalnych zmian środowiska Paratetydy. *Arch. KBN, Warszawa*, Projekt badawczy nr 6P04D 064 20.
- KEMPE S. & KAZMIERCZAK J. 1994 — The role of alkalinity in the evolution of ocean chemistry, organisation of living systems, and biocalcification processes. *Bull. Inst. Oceanograph., Monaco*, 13: 61–117.
- KENNARD J.M. & JAMES N.P. 1986 — Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structure. *Palaios*, 1: 492–503.
- KIYASHKO S.I. & PARAMONOVA N.P. 1987 — Zmieny solenosti sarmatskogo basseyna po dannym izotopnogo sostava rakovin dvustvorchatykh mollusko. [W:] *Molluski: Rezultaty i perspektivy ikh issledovaniya*. VIII Vsesouznnoye soveshchanye po izuchenyu molluskov. Leningrad, April 1987. Avtoreferaty dokladov: 80–82.
- KOROLYUK I.K. 1952 — Podolskiye tołtry i uslovnia ikh obrazovaniya. *Trudy Inst. Geol. Nauk. Akademia. Nauk SSSR*, 56: 1–138.
- KUDRIN L. 1966 — Stratigrafiya, facyi i ekologicheskiy analiz fauny paleogenovykh i neogenovykh otlozheniy Predkarpattia. *Izdatil'estvo Lvovskogo Universiteta, Lvov*.
- LATAL C., PILLER, W. E. & HARZHAUSER M. 2004 — Paleoenvironmental reconstruction by stable isotopes of Middle Miocene gastropods of the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211: 157–169.
- LEAR C.H., ELDERFIELD H. & WILSON P.A. 2003 — A Cenozoic seawater Sr/Ca record from benthic foraminiferal calcite and its application in determining global weathering fluxes. *Earth and Planetary Sc. Letters*, 208: 69–84.
- LISZKOWSKI J. & MUCHOWSKI J. 1969 — Morfologia, budowa wewnętrzna oraz geneza masywów wapieni biogenicznych dolnego sarmatu strefy progów zewnętrznych Wyżyny Lubelskiej. *Biul. Geol.*, 11: 5–36.
- MATYAS J., BURNS S.J., MLLER P. & MAGYAR I. 1996 — What can stable isotopes say about salinity? An example from the Late Miocene Pannonian lake. *Palaios*, 11: 31–39.
- MUSIAL T. 1987 — Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). *Biul. Geol.*, 31: 5–149.
- OGG J.G., 2004 — Status od Division of the Geologic Time Scale. *Lethaia* 37, 183–199.
- PILLER W.E. & HARZHAUSER M. 2005 — The Myth of the Brackish Sarmatian Sea. *Terra Nova*, 17: 450–455.
- PISERA A. 1978 — Rafowe twory miocenu z Roztocza zachodniego. *Prz. Geol.*, 46: 159–163.
- PISERA A. 1985 — Paleoeology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. *Acta Geol. Pol.*, 35: 89–155.
- PISERA A. 1990 — Upper Miocene cryptalgal-serpulid reefs from Poland: interplay of biological and inorganic factors. [W:] IX-th Congress R.C.M.N.S., Barcelona, November 19–24 1990. Abstracts: 269.
- PISERA A. 1996 — Miocene reefs of the Paratethys: a review. [W:] Franseen E.K., Esteban M., Ward W.C. & Roehy J.-M. — Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions. *SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5: 97–104.
- POPOV S.V., RÖGL F., ROZANOV A.Y., STEININGER F., SHCHERBA I.G. & KOVAC M. 2004 — Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. 10 maps Late Eocene to Pliocene. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Band 250*.
- REID R.P., VISSCHER P.T., DECHO A.W., STOLZ J.K., BEBOUT B.M., DUPRAZ C., MACINTYRE I.G., PAERL H.W., PINCKNEY J. L., PRUFERT-BEBOUTK L., STEPPE T.F. & DESMARAIS D. J. 2000 — The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, 406: 989–992.
- REITNER J. 1993 — Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia). *Facies*, 29: 3–40.
- RÖGL F. 1998 — Paleogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 99A: 279–310.
- SAINT MARTIN J.-P. & PESTREA S. 1999 — Les constructions a serpules et microbialites du Sarmatien de Moldavie. *Acta Palaeont. Romaniae*, 2: 493–469.
- STOLZ J.F. 2000 — Structure of microbial mats and biofilms. [W:] Riding R.E. & Awramik S.M. — *Microbial sediments: 1–8*.
- STUDENCKA B. 1999 — Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Geol. Quart.*, 43: 467–477.
- STUDENCKA B. & JASIONOWSKI M. 2004 — Changes around the Badenian/Sarmatian boundary in the Paratethys: a bivalve study from the Sarmatian serpulid-microbialite reefs of the Ukraine. 32<sup>nd</sup> International Geological Congress, Florence, Italy, 20–28.08.2004, Abstracts.
- SWART P.K., STERNBERG L., STEINEN R. & HARRISON. S.A. 1989 — Controls on the oxygen and hydrogen isotopic composition of the waters of Florida bay, U.S.A. *Chemical Geology*, 79: 113–123.
- SYABRYAY S.V. & STUHLIK L. 1994 — Development of flora and vegetation of the Ukrainian Eastern Carpathians and Polish Western Carpathians. *Acta Palaeobot.*, 34: 165–194.
- TALBOT M.R. 1990 — A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol.*, 80: 261–279.
- TEISSEYRE W. 1884 — Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoen-Riff. *J. Geolog. Reich.*, 34: 299–312.
- TEN HOVE H. A. & VAN DEN HURK P. 1993 — A review of Recent and fossil serpulid “reefs”; actinopalaentology and the “Upper Malm” serpulid limestones in NW Germany. *Geol. Mijnbouw*, 72: 23–67.
- VAN GEMERDEN H. 1993 — Microbial mats: A joint venture. *Marine Geology*, 113: 3–25.
- WEBB G.E. 2001 — Biologically induced carbonate precipitation in reefs through time. [W:] Stanley G. — *The history and sedimentology of ancient reef ecosystems*. *Topics in Geobiology*, 17: 159–203.

Praca wpłynęła do redakcji 03.04.2006 r.  
Akceptowano do druku 20.04.2006 r.

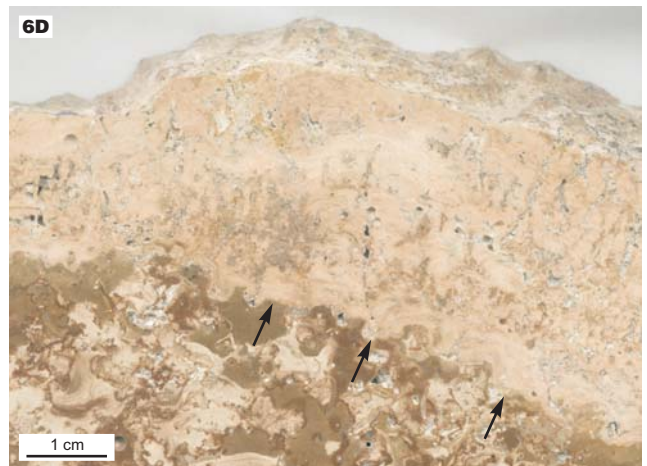
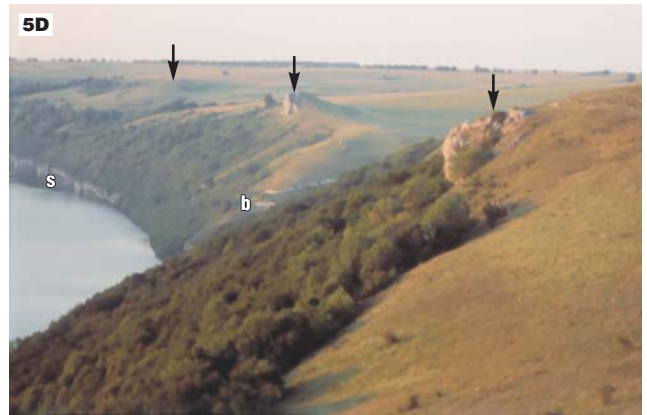
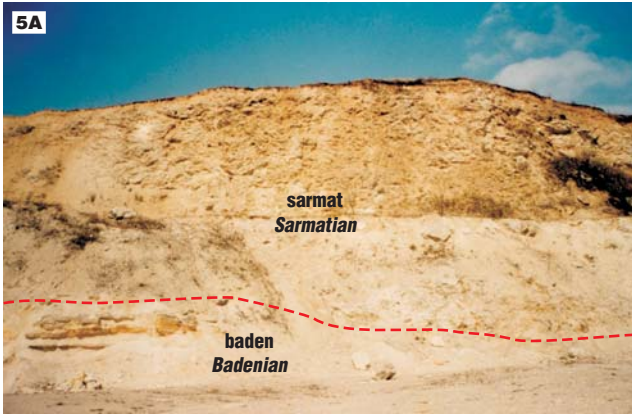


**Ryc. 5.** Rafy sarmackie Roztocza (A) i Miodoborów (B–D). A — rafa w kamieniołomie w Łysakowie spoczywająca na erozyjnej powierzchni bioklastycznych wapieni górnego badenu; B — sarmackie wapienie rafowe przykrywające południowo-zachodni skłon rafy górnego badenu w kamieniołomie Novosilka koło Tarnopola. W tle widoczny jest rozciągający się ku południowemu-wschodowi wyniesiony grzbiet Miodoborów zbudowany głównie z wapieni rafowych badenu (po prawej) oraz niżej położony basen (po lewej); C — Rafy sarmackie („tołtry”) koło wsi Bila na północ od Kamieńca Podolskiego tworzące wygięty łańcuch prostopadły do Miodoborów (zalesione wzgórze na drugim planie); D — „tołtry” (strzałki) odsłaniające się w pobliżu wsi Nahiryany na południowym brzegu rzeki Dniestr na południe od Kamieńca Podolskiego. s — węglany sylurskie płyty podolskiej, b — osady górnego badenu

**Ryc. 5.** Sarmatian reefs in Roztocze (A) and Medobory (B–D). A — reef in the Łysaków quarry overlaying erosional surface of the Upper Badenian bioclastic limestone; B — Sarmatian reef deposits covering SW slope of the Upper Badenian reef in Novosilka quarry near Ternopil. In the background there are seen elevated Medobory hills (to the right,) composed mainly of the Upper Badenian reef limestone and lowerlying area of the basin (to the left); C — Sarmatian reefs (tovtra mounds) near Bila village (north of Kamianets Podilskyi) that form a curved chain perpendicular to the Medobory (forested hills in the background); D — Tovtra mounds (arrowed) exposed close to Nahiryany village at the southern bank of the Dniester river south of Kamianets Podilskyi. s — Silurian carbonates of the Podolian Plate, b — Upper Badenian deposit

**Ryc. 6.** Facje i skamieniałości raf sarmackich. A — bandston serpulowo-mikrobialitowy z kawerną wzrastową z osadem wewnętrznym na dnie (is), strzałki wskazują na rurki serpulidów (Gai Roztotski); B — małż z rodzaju *Obsoletiforma* sp. w bandstonie serpulowo-mikrobialitowym (Bila); C — muszlowiec małżowy zbudowany głównie ze skorupki *Obsoletiforma* sp. (Vikno); D — powłoka krasnorostowa narastająca na zerodowanej powierzchni wapienia serpulowo-mikrobialitowego (strzałki) — Łysaków

**Ryc. 6.** Facies and biota of the Sarmatian reefs. A — serpulid-microbialite boundstone with a growth cavern with internal sediment at the bottom (is), arrowed are serpulid tubes (Gai Roztotski quarry); B — *Obsoletiforma* sp. bivalve shell in the serpulid-microbialite boundstone (Bila); C — coquina composed mainly of *Obsoletiforma* sp. shells (Vikno); D — coralline algae crust growing on an eroded surface (arrowed) of the serpulid-microbialite limestone (Łysaków quarry)





Ministerstwo Środowiska

# *przeegląd* **GEOLOGICZNY**

PISMO INFORMACYJNE PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY GEOLOGICZNEJ



*TOM 54 • NR 5 (MAJ) • 2006*

Cena 12,00 zł  
(w tym 0% VAT)

Indeks 370908  
ISSN-0033-2151

**Zdjęcie na okładce:** Rafa sarmacka koło wsi Jaruga (15 km na SE od Kamieńca Podolskiego), położona na krawędzi doliny Dniestru. W latach 80. ubiegłego wieku wody rzeki zostały spiętrzone przez zapórę w Nowodniestrowsku (około 50 km na wschód) i prawie całkowicie zatopiły wapienie syluru, na których spoczywa rafa. Patrz artykuł M. Jasionowskiego (str. 445).  
Fot. B. Studencka