

Litostratygrafia dolnego syluru w odsłonięciu Bardo Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich) — związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną

Wiesław Trela*, Sylwester Salwa*



W. Trela



S. Salwa

Lithostratigraphy of the Lower Silurian in Bardo Stawy (southern Holy Cross Mountains): relation to sea-level changes and oceanographic circulation. *Prz. Geol.*, 55: 971–978.

S u m m a r y. The lower Llandovery black radiolarian cherts and shales of the Bardo Formation are interpreted as transgressive to highstand deposits produced by the marine flooding initiated in latest Ordovician time (*persculptus* graptolite zone). This formation was divided into the Rembów radiolarian chert Member and Zbrza shale Member. The sedimentary record of the Rembów Member was folded due to the late Caledonian tectonic activity. The accumulation of the radiolarian cherts was influenced by an upwelling system generated by the SE trade winds, which were active along the southern margin of the southern Holy Cross Mountains.

Key words: Llandovery, radiolarian cherts, shales, sea-level, upwelling, Holy Cross Mts.

Pod koniec ordowiku i na początku syluru nastąpiły globalne wahania poziomu morza, które znalazły swój wyraz w zapisie stratygraficznym i osadowym basenów sedymentacyjnych (Johnson, 1996; Ross & Ross, 1996; Loydell, 1998; Štorch, 2006). W tym czasie klimat na ziemi ewoluował od stanu cieplarnianego (*greenhouse*) do chłodnego (*icehouse*) i ponownie cieplarnianego. Można zatem przypuszczać, że wahania eustatyczne wywarły pewien wpływ na obraz facyjny pogranicza ordowiku i syluru w Górach Świętokrzyskich (GŚw.), chociaż aktywność tektoniczna regionu (Tomczyk, 1964; Kowalczewski, 1965, 1994) wydaje się również dość istotna. Południowa część GŚw. jest odsłoniętym fragmentem masywu małopolskiego, który we wczesnym sylurze znajdował się na obrzeżach paleokontynentu Baltika i północnym skraju oceanu Rheic (Cocks & Torsvik, 2005; Nawrocki i in., 2007).

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki badań sukcesji osadowej odsłoniętej w zboczu bezimiennego potoku, położonego w południowej części synkliny bardziańskiej, około 7 km na S od Łagowa. Miejsce to jest znane w literaturze geologicznej pod nazwą Bardo Stawy (ryc. 1). Synklina bardziańska jest podzielona przez uskoki poprzeczne na przemieszczone względem siebie bloki, a jej rozciągłość jest zgodna z regionalnym trendem strukturalnym, tj. WNW-ESE (Czarnocki, 1939; Kowalczewski, 1965, 1974). W badanym odsłonięciu wystę-

pują skały najniższego syluru, spoczywające na mułowcach górnego ordowiku–górnego aszgilu (Bednarczyk & Tomczyk, 1981). Wcześniejsze badania tych osadów koncentrowały się głównie na zagadnieniach stratygraficznych (Kielan, 1956; Tomczyk, 1962; Tomczykowa & Tomczyk, 1981; Bednarczyk & Tomczyk, 1981; Tomczykowa, 1988; Kremer, 2001; Podhalańska, 2003; Masiak i in., 2003).



Ryc. 1. Lokalizacja profilu Bardo Stawy w Górach Świętokrzyskich: Cm — kambr, O — ordowik, S — sylur

Fig. 1. Location of the Bardo Stawy section in the Holy Cross Mountains: Cm — Cambrian, O — Ordovician, S — Silurian

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce, wieslaw.trela@pgi.gov.pl

Interpretacja warunków paleoekologicznych we wczesnym landowerze w basenie bardziańskim jest przedmiotem pracy Kremer (2005) oraz Kremer i Kaźmierczaka (2005). Natomiast Trela i in. (2006) dostrzegli związek osadów tego wieku z sytuacją paleoceanograficzną w północnej części oceanu Rheic.

W tym artykule skoncentrowano się na klasyfikacji litostratygraficznej badanych osadów i ich związku ze zmianami poziomu morza oraz warunkami oceanograficznymi, jakie panowały pod koniec ordowiku i na początku syluru. Prowadzono standardowe badania sedymentologiczne, w czasie których zwracano uwagę na litologię i barwę osadu, grubość ziarna, obecność lub brak struktur sedymentacyjnych i bioturbacji. Wykonano również obserwacje mikroskopowe płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym Optiphot-2 firmy *Nikon*. Ponadto przeprowadzono badania tektoniczne, które obejmowały pomiar upadków warstw, określenie orientacji przestrzennej struktur tektonicznych oraz charakteryzujących je elementów.

Charakterystyka litologiczna i tektoniczna

Odsłonięcie Bardo Stawy jest obecnie jedynym miejscem w Górach Świętokrzyskich, w którym można prześledzić ciągły profil osadów najniższego syluru oraz ich kontakt z niższymi mułowcami górnego ordowiku (ryc. 2, 3A). Ponadto w odsłonięciu tym możliwa jest obserwacja struktur tektonicznych w skałach pogranicza ordowiku i syluru oraz analiza ich związku z etapami deformacji.

Litostratygrafia

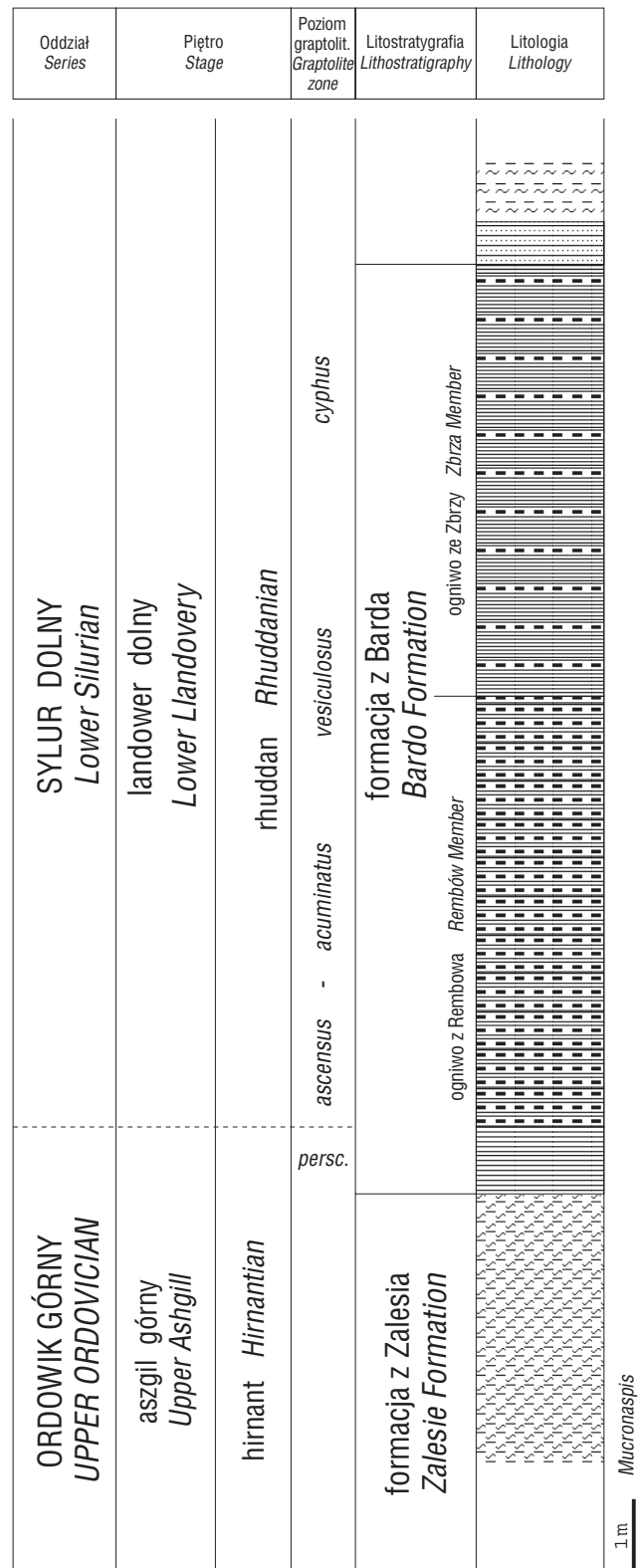
W odsłonięciu Bardo Stawy najwyższy ordowik (górnym aszgil — hirnant) jest reprezentowany przez brunatne i szarozielone mułowce piaszczyste i margliste oraz drobnoziarniste piaskowce (ryc. 2, 3A, B) należące do formacji z Zalesia (Trela, 2006a). Ich pozycję stratygraficzną wyznaczają trylobity i ramienionogi typowe dla górnego aszgilu (Kielan, 1956; Temple, 1965; Bednarczyk & Tomczyk, 1981). Spoczywające wyżej radiolaryty i łupki krzemionkowe zostały zaliczone do różnych, nieformalnych jednostek litostratygraficznych najniższego syluru (Tomczyk, 1962; Tomczykowa, 1988; Tomczykowa & Tomczyk, 1981; Modliński & Szymański, 2001; Malec, 2006). W celu ujednoczenia klasyfikacji litostratygraficznej tych osadów autorzy niniejszego artykułu proponują nadać im rangę formalnej jednostki — formacji podzielonej na dwa ogniwa.

Formacja radiolarytów i łupków z Barda (Bardo Radiolarian Chert and Shale Formation)

Nazwa: od odsłonięcia znanego w literaturze geologicznej jako Bardo Stawy, gdzie występuje profil radiolarytów i łupków najniższego syluru o miąższości ok. 12 m. (ryc. 1, 2).

Dotychczasowe nazewnictwo: dolne warstwy bardziańskie, dolne łupki zbrzańskie, dolne łupki ciekockie (Tomczyk, 1962; Tomczykowa & Tomczyk, 1981).

Definicja: formację tę tworzą cienkoławicowe, czarne radiolaryty z wkładkami brunatnych i ciemnoszarych łupków, które dominują w niższej części profilu (ryc. 2, 4). Natomiast w wyższej części formacji występują ciemnoszare łupki krzemionkowe z licznymi graptolitami, przeławicane pojedynczymi, cienkimi wkładkami radiolarytów



piaskowce sandstones mułowce mudstones radiolaryty radiolarian cherts łupki shales

Ryc. 2. Litologia i stratygrafia dolnego syluru w profilu Bardo Stawy (biostratygrafia wg Bednarczyka & Tomczyka, 1981; Masiak i in., 2003), *persc.* — poziom graptolitowy *Normalograptus perscuplus*

Fig. 2. Lithology and stratigraphy of the Lower Silurian section in Bardo Stawy (biostratigraphy after Bednarczyk & Tomczyk, 1981; Masiak et al., 2003), *persc.* — *Normalograptus perscuplus* graptolite zone

(ryc. 2, 5A, B). Dwudzielność litologiczna tej sukcesji stała się podstawą podziału formacji z Zalesia na dwa ogniwa.

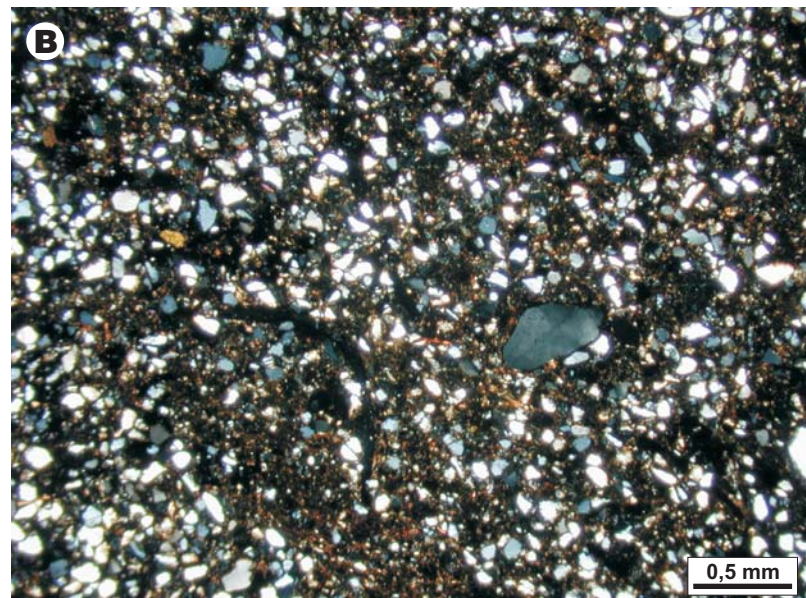
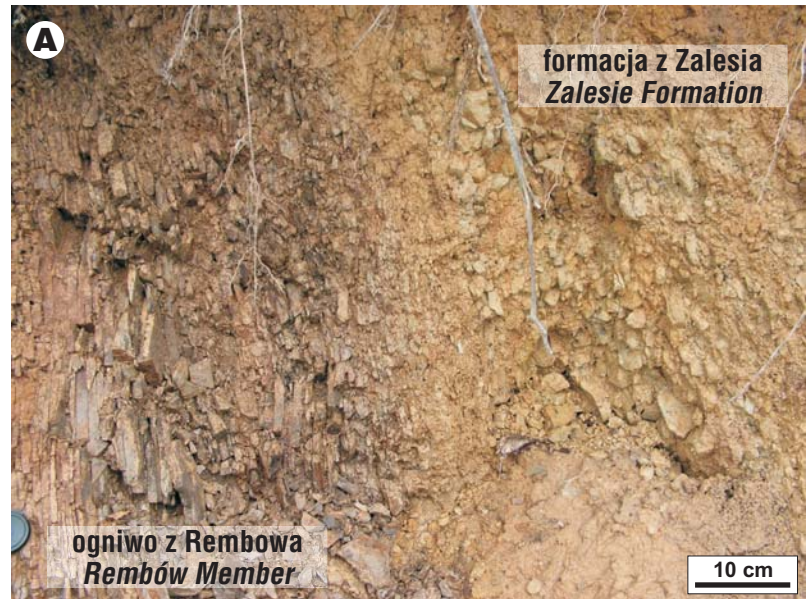
Ogniwo radiolarytów z Rembowa
(*Rembów Radiolarian Chert Member*)

Nazwa: od wsi Rembów w pobliżu której położone jest odsłonięcie Bardo Stawy (ryc. 1).

Dotychczasowe nazewnictwo: brak.

Definicja: czarne radiolaryty o grubości od 2 do 12 cm z cienkimi wkładkami brunatnych i ciemnoszarych łupków krzemionkowych (2–4 cm). W spągu formacji występują łupki brunatne z czarnymi laminami, o miąższości około 1 m, przewarstwiane w górnej partii cienkimi (1–2 cm) wkładkami czarnych radiolarytów (ryc. 2, 3A, 4). Łupki zawierają niewielką domieszkę materiału grubszego, rozproszonego w tle ilastym lub tworzącego pojedyncze, nieciągłe laminy zbudowane z ziaren kwarcu frakcji pyłowej (ryc. 6A). W wyższej części formacji radiolaryty są cieńsze, wzrasta natomiast miąższość przewarstwień łupków krzemionkowych.

Radiolaryty charakteryzują się delikatną laminacją poziomą i brakiem fauny bentosowej, a ich głównym składnikiem jest mikro- i kryptokrystaliczna krzemionka oraz amorficzna materia organiczna, tworząca nieciągłe laminy i nieregularne skupienia. Ponadto w tle osadowym tkwią owalne ślady po szkieletach radiolarii, niekiedy spirytyzowane, o średnicy do 0,25 mm, wypełnione chalcedonem (ryc. 6B), oraz rozproszone blaszki łyszczyków, ziarna kwarcu frakcji pyłowej, a także pojedyncze igły gąbek, skolekodony i chitinozoa. Kremer i Kaźmierczak (2005) rozpoznali w tych osadach kokkoidalne kolonie cyjanobakterii o średnicy 10–20 μm , będące częścią mat stabilizujących dno basenu sedimentacyjnego. W obrębie radiolarytów występują cienkie warstewki i soczewkowate koncentracje



Ryc. 3. A — Kontakt mułowców piaszczystych formacji z Zalesia z brunatnymi łupkami występującymi w spągu ogniwa z Rembowa w Bardo Stawach. **B** — Obraz mikroskopowy mułowców piaszczystych formacji z Zalesia, nikole skrzyżowane

Fig. 3. A — Sandy mudstones of the Zalesie Formation and their contact with brown shales from the basal part of the Rembów Member in Bardo Stawy. **B** — Photomicrograph of sandy mudstones of the Zalesie Formation, crossed polars



Ryc. 4. Odsłonięcie radiolarytów ogniwa z Rembowa i ich kontakt z mułowcami formacji z Zalesia w Bardzie Stawach

Fig. 4. The outcrop of radiolarian cherts of the Rembów Member and their contact with mudstones of the Zalesie Formation in Bardo Stawy



Ryc. 5. **A** — Łupki krzemionkowe z cienkimi wkładkami radiolarytów (ogniwo ze Zbrzy) w środkowej części odsłonięcia Bardo Stawy. **B** — Strop łupków krzemionkowych ogniwa ze Zbrzy i kontakt z wyżejleżnymi piaskowcami

Fig. 5. **A** — Siliceous shales with thin beds of radiolarian cherts (Zbrza Member) exposed in the middle part of the Bardo Stawy outcrop. **B** — The top of the siliceous shales of the Zbrza Member and their contact with the overlying sandstones

krzemionkowe o jaśniejszej barwie, na ogół nieregularnie poziomo rozmieszczone, o długości do 10 cm. Są one zbudowane z krypto- i mikrokrystalicznej krzemionki (chalcedonu), w której tkwią akrytarchy z rodzaju *Baltispheridium* oraz w mniejszej ilości fitodetrytus, fragmenty materii organicznej, pojedyncze radiolarie, ziarna mineralne i grudki fekalne (Kremer, 2005) — ryc. 6B.

Stratotyp: naturalne odsłonięcie czarnych radiolarytów w zboczu bezimiennego potoku w Bardzie Stawach, będące również stratotypem formacji z Barda; hipostratotyp — naturalne odsłonięcie w zboczu bezimiennego potoku w Zalesiu koło Łagowa (ryc. 1).

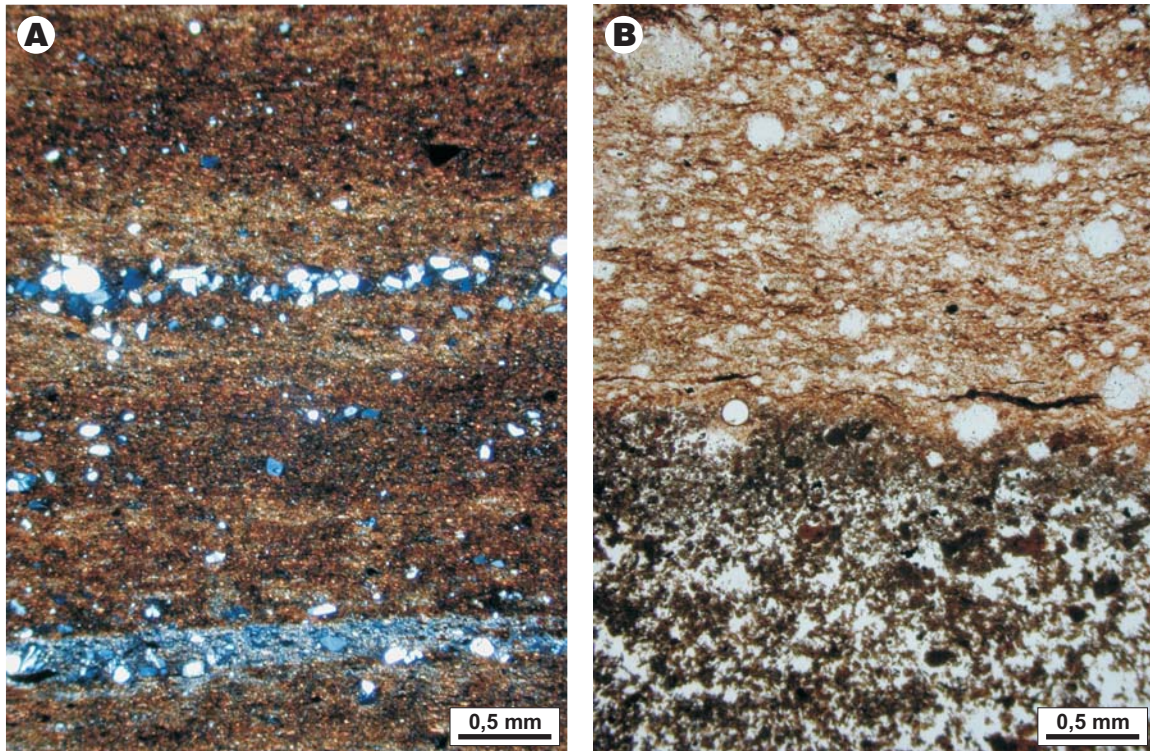
Granice jednostki: dolna (także dolna granica formacji z Barda) — przejście od żółtoszarych mułowców piaszczystych formacji z Zalesia (*sensu* Trela, 2006a) do brunatnych łupków z czarnymi laminami i licznymi graptolitami (ryc. 2, 3A, 4); górna — stopniowe przejście do

ciemnoszarych łupków krzemionkowych z pojedynczymi wkładkami radiolarytów (ryc. 2).

Miaższość: około 6 m.

Zasięg regionalny: osady tworzące ogniwo z Rembowa występują głównie w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Znane są zarówno z odsłoneń naturalnych w południowej części synkliny bardziańskiej (Bardo Stawy i Zalesie koło Łagowa), jak i otworów wiertniczych (Szumsko Kolonia 2, Zalesie-1, Mokradle-1) — ryc. 1.

Wiek: najwyższy aszgil–dolny landower (dolny rhudan). Pozycję stratygraficzną ogniwa z Rembowa w odsłonięciu Bardo Stawy dokumentują graptolity poziomów: *Normalograptus persculptus*(?), *Akidograptus ascensus* i *Parakidograptus acuminatus* (Tomczyk, 1962; Bednarczyk & Tomczyk, 1981; Kremer, 2001; Podhalańska, 2003; Masiak i in., 2003).



Ryc. 6. A — Obraz mikroskopowy brunatnych łupków występujących w spągu ogniwa z Rembowa w Bardzie Stawach. **B** — Obraz mikroskopowy warstwy radiolarytu ze śladami po szkieletach radiolarii wypełnionych krzemionką; w dolnej części fragment cienkiej jasnej warstewki krzemionkowej z liczną materią organiczną. A, B — nikole równoległe
Fig. 6. A — Photomicrograph of brown shales from the basal part of the Rembów Member in Bardo Stawy. **B** — Photomicrograph of the chert bed with silica-filled radiolarian tests; in the lower part visible fragment of light chalcedony lamina enriched in organic matter. A, B — plane-polarized light

Ogniwo łupków ze Zbrzy (Zbrza Shale Member)

Nazwa: od miejscowości Zbrza w południowo-zachodniej części GŚw. (ryc. 1), gdzie w rowie badawczym odsłonięto osady pogranicza ordowiku i syluru (Trela i in., 2006).

Dotychczasowe nazewnictwo: brak.

Definicja: czarne i ciemnoszare łupki krzemionkowe z licznymi graptolitami i delikatną laminacją poziomą (ryc. 5 A, B). Łupki te są przeławicane pojedynczymi, cienkimi (do 2 cm) wkładkami radiolarytów lub mułowców krzemionkowych. Łupki rozpadają się na cienkie płytki o grubości 1 do 5 mm, a na ich powierzchni pojawiają się miejscami ślady bioturbacji, które jednak nie zaburzają laminacji osadu.

Stratotyp: Bardo Stawy — naturalne odsłonięcie łupków krzemionkowych w zboczu bezimiennego potoku; hipostatotyp — sztuczne odsłonięcie (rów badawczy) w Zbrzy, około 20 km na południe od Kielc (ryc. 1).

Granice jednostki: dolna — patrz stratotyp górnej granicy ogniwa z Rembowa; górna (także górna granica formacji z Barda) — kontakt erozyjny z szarozółtymi, cienkoławicowymi piaskowcami, tworzącymi pakiet o miąższości 60 cm (ryc. 2, 5B).

Miąższość: około 6 m.

Zasięg regionalny: południowa część regionu kieleckiego (Bardo Stawy i Zalesie koło Łagowa, Zbrza koło Kielc) — ryc. 1. Do ogniwa ze Zbrzy należą również łupki ilasto-krzemionkowe występujące w regionie łysogórskim (otwór wiertniczy Dębniak-1, zob. Tomczyk, 1962).

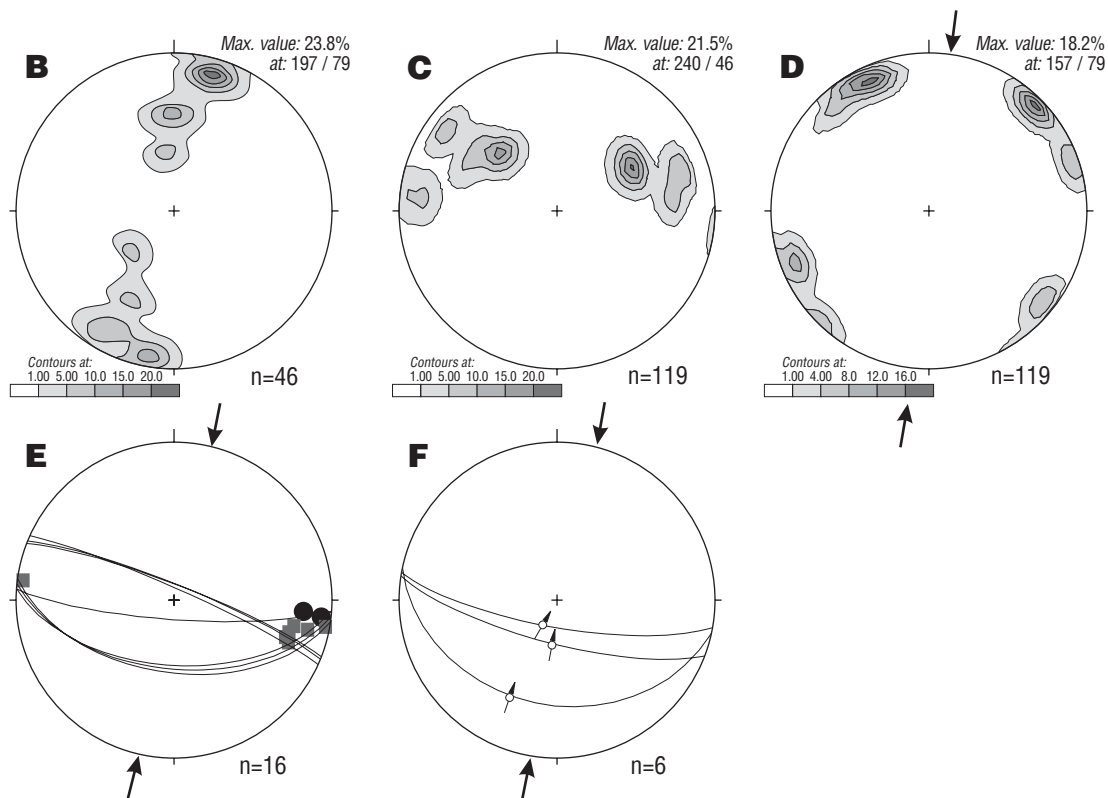
Wiek: dolny landower (dolny rhuddan). Pozycję stratygraficzną ogniwa ze Zbrzy w regionie kieleckim dokumentują graptolity poziomów *Cystograptus vesiculosus* i *Coronograptus cyphus* (Tomczyk, 1962; Bednarczyk & Tomczyk, 1981). Zasięg stratygraficzny tego ogniwa w regionie łysogórskim oraz Zbrzy jest szerszy, gdyż obejmuje również łupki poziomu graptolitowego *acuminatus*, a być może nawet *ascensus* (Tomczyk, 1962; Trela i in., 2006; Podhalańska & Trela, 2007).

Tektonika

Występujące w północnej części odsłonięcia Bardo Stawy skały syluru dolnego upadają przeważnie pod średnimi kątami na NNE (ryc. 7A–B). Ku południowi upady stają się bardziej strome, a w strefie bezpośredniego kontaktu między osadami syluru i ordowiku wykazują znaczne zróżnicowanie, związane ze sfałdowaniem tej części profilu (ryc. 7A). W osadach górnego ordowiku występują początkowo upady pionowe od odwróconych, a w kierunku południowym stopniowo łagodnieją do około 40° w położeniu normalnym.

Najstarszymi strukturami tektonicznymi w opisywanym profilu są sęknięcia tworzące zespół komplementarny. Ich katetalne do warstwowania powierzchnie upadają na E i NW (ryc. 7C). Powstały one w warstwach leżących poziomo pod wpływem kompresji o kierunku NNE–SSW (ryc. 7D).

Około 4 m od granicy z ordowikiem radiolaryty ogniwa z Rembowa są sfałdowane, a występujące w tej części profilu fałdy są formami otwartymi, średnio- i wąskopromiennymi, sporadycznie także izoklinalnymi (ryc. 7A).



Ryc. 7. A — Zdeformowana tectonicznie część ogniwa z Rembowa. B–F — Diagramy orientacji: położenia warstw (B), spękań przed rotacją (C) i po rotacji (D) o kąt upadu warstw niezaburzonych, elementów fałdów i dupleksów (E) i uskokuw odwróconych (F), wszystkie projekcje na dolną półkulę: n — liczba pomiarów, strzałki — oś kompresji σ_1 , kwadrat — oś fałdu, koło duże — powierzchnia osiowa fałdu, czarne kółko — oś dupleksu

Fig. 7. A — Tectonically deformed part of the Rembów Member. B–F — Orientation diagrams: sedimentary bedding (B), conjugate set of joints before (C) and after (D) rotation of beds to horizontal position, fold and duplex elements (E) and reverse faults (F), all projections on the lower hemisphere: n — number of measurements, arrows — compression axis σ_1 , square — fold axis, great circle — axial surfaces, black circle — duplex axis

Wcześniej interpretowano je jako haki zboczowe (Bednarczyk & Tomczyk, 1981). Są to głównie fałdy symilarne, o osiach prawie poziomych (ryc. 7E) i amplitudach nie przekraczających 2 m, charakteryzujące się biegiem równoległym do rozciągłości synkliny bardziańskiej (ryc. 7A).

Prawie pionowe powierzchnie osiowe fałdów pozwalają określić je jako stojące (ryc. 7E). Na północ od fałdów są widoczne dupleksy kontrakcyjne (ryc. 7A), dokumentujące posuw fałdowy w płaszczyźnie warstwowania i wskazujące na przemieszczenie o zwrocie góra na SSW (ryc.

7E). W południowej części strefy sfałdowanej występują liczne fałdki pasożytnicze (ryc. 7A), reprezentowane przez niewielkie formy wąskopromienne do izoklinalnych, o amplitudach nie przekraczających 0,5 m. Dominuje wśród nich geometria symilarna, a ich osie są równoległe do form fałdowych wyższego rzędu (ryc. 7A).

Orientacja przestrzenna fałdów i występujących w ich skrzydłach fałdków pasożytniczych wskazuje na ich powstanie w warunkach kompresji w kierunku NNE-SSW (ryc. 7E). Od południa fałdy są ograniczone strefą uskoków (ryc. 7A) o powierzchniach upadających pod zróżnicowanymi kątami w kierunku SSW (ryc. 7F). Widoczne na nich rysy tektoniczne, upadające stromo i pod średnimi kątami w kierunku SSW (ryc. 7F), wskazują na nasuwczy typ uskoków, wzdłuż których osady najniższego syluru i częściowo ordowiku zostały przemieszczone ku NNE. Bezpośrednio poniżej powierzchni dyslokacji warstwy skalne były zadzierane podczas przemieszczenia.

Podobna orientacja przestrzenna opisanych powyżej struktur tektonicznych wskazuje na ich uformowanie w jednym progresywnym etapie deformacji. Na jego początku powstał zespół spekań komplementarnych o reżimie uskoków przesuwczych, a następnie uskoki odwrócone i związane z nimi fałdy oraz fałdki pasożytnicze i dupleksy kontrakcyjne. Wszystkie te formy powstały pod wpływem kompresji tektonicznej w kierunku NNE-SSW. Luka w ordowickiej części odsłonięcia i związany z nią brak osadów arenigu, lanwirnu i częściowo karadoku (Bednarczyk & Tomczyk, 1981) ma przypuszczalnie genezę tektoniczną.

Brak osadów dewońskich w odsłonięciu i jego bezpośrednim otoczeniu utrudnia sprecyzowanie wieku deformacji. Można przypuszczać, że podobnie jak w Brzezinach (położonych na zachód od badanego profilu) deformacje te są związane z młodokaledońskim etapem aktywności tektonicznej GŚw. (Znosko, 2001). Należy zwrócić uwagę, że w tworzących centralną część synkliny bardziańskiej skałach dewonu nie stwierdzono dotychczas przejawów znaczącego zaangażowania tektonicznego, a między osadami syluru i dewonu występuje wyraźna erozyjna niezgodność katowa (Czarnocki, 1919; Kowalczewski, 1974).

Związek litostratygrafii ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną

Moment zmiany facjalnej na granicy ordowiku i syluru w odsłonięciu Bardo Stawy jest dość dobrze udokumentowany biostratygraficznie (Kielan, 1956; Temple, 1965; Bednarczyk, 1971; Masiak i in., 2003), dzięki czemu możliwa jest korelacja tej zmiany z wahaniami zarejestrowanymi na ordowicko-sylurskiej krzywej eustatycznej. Mułowce piaszczyste formacji z Zalesia, które wyznaczają strop ordowiku w południowej części regionu kieleckiego, są interpretowane jako zapis niskiego stanu morza (Trela, 2006b), związanego z rozwojem pod koniec aszgilu lądolodu na Gondwanie (Brenchley, 2004; Nielsen, 2004). Natomiast łupki brunatne, pojawiające się u podstawy ogniwa z Rembowa, wyznaczają początek transgresji, która rozpoczęła się już pod koniec ordowiku — w dobie *persculptus* (Nielsen, 2004). Krzywa eustatyczna zrekonstruowana dla syluru rejestruje wzrost poziomu morza przez cały rhuddan, z maksimum przypadającym pod koniec tego piętra lub na początku aeronu (Johnson, 1996; Ross & Ross, 1996). Jednak w Ameryce Północnej (Laurentii) na dolnosylurskim odcinku krzywej eustatycznej pojawiają się nie-

wielkie wahania związane z krótkotrwałymi epizodami niskiego stanu morza (Ross & Ross, 1996). Z kolei dane z Czech wskazują, że zalew zainicjowany pod koniec aszgilu osiągnął swoje maksimum na początku landoweru (w dobie *ascensus*), a depozycja czarnych łupków poziomu *acuminatus* odbywała się w warunkach wysokiego stanu wód oceanu (Štorch, 2006). Można zatem przypuszczać, że czarne radiolaryty ogniwa z Rembowa w południowej części GŚw. są związane z przejściem od transgresywnego do wysokiego stanu morza. Osady te były deponowane w początkowej fazie okresu postglacjalnego, kiedy klimat ulegał stopniowo ociepleniu, a warunki oceanograficzne były kształtowane przez słabnącą cyrkulację termohalinową, zapoczątkowaną w późnym aszgilu (Armstrong & Coe, 1997). Podobne warunki eustatyczne i oceanograficzne funkcjonowały także pod koniec landoweru (Lüning i in., 2000; Cramer & Saltzman, 2007). Zanikająca w tym czasie cyrkulacja termohalinowa była odpowiedzialna za dostawę substancji odżywczych z głębszych partii oceanu, a postępująca transgresja za ich redystrybucję z nowo zalewanych obszarów przybrzeżnych, co w konsekwencji zaowocowało zwiększeniem pierwotnej produkcji organicznej i warunkami beztlenowymi w morzach szelfowych. Dane dotyczące lokalizacji paleogeograficznej Baltiki i masywu małopolskiego na początku syluru (Cocks & Torsvik, 2005; Nawrocki i in., 2007) pozwalają przypuszczać, że sedimentacja radiolarytów formacji z Rembowa odbywała się w strefie oddziaływania prądów wstępujących, generowanych w północnej części oceanu Rheic przez pasaty południowo-wschodnie (Trela i in., 2006). Za sedimentacją tych osadów w strefie oddziaływania prądów wstępujących przemawia również obecność jasnych lamin i soczewek krzemionkowych, interpretowanych jako kopalne makroagregaty związane z cyklicznymi zakwitami fitoplanktonu w warunkach zwiększonej podaży substancji odżywczych (Kremer, 2005). Dno zbiornika było kolonizowane przez bentosowe, kokkoidalne cyjanobakterie, tworzące maty mikrobialne w dysoksycznej strefie dennej, a okresowo nawet w warunkach anoksycznych (Kremer & Kaźmierczak, 2005). Zdaniem cytowanych autorów, organizmy te wykorzystywały w procesie fotosyntezy fale świetlne odpowiadające pasmu niebieskiemu, dzięki czemu mogły się rozwijać w otwartym, głębokim zbiorniku (~ 200 m?).

Wyższą część formacji z Barda, reprezentowaną przez łupki krzemionkowe ogniwa ze Zbrzy, można uznać za osady systemu depozycyjnego wysokiego stanu morza. Śledzenie zmian względnego poziomu morza w sukcesjach osadowych cechujących się przeważnie jednolitym, drobnoziarnistym wykształceniem jest jednak obciążone pewnym ryzykiem, wynikającym z braku jednoznacznie identyfikowalnych granic (powierzchni) rozdzielających systemy depozycyjne. Nie wykluczone zatem, że rozpatrywane tu łupki ogniwa ze Zbrzy rejestrują moment zmiany wywołanej rozwojem kolejnej transgresji, która nastąpiła pod koniec doby *vesiculosus* i na początku doby *cyphus* (Ross & Ross, 1996; Štorch, 2006). Niewielki udział radiolarytów w profilu tego ogniwa wskazuje, że oddziaływanie prądów wstępujących w czasie depozycji tych osadów było znacznie mniejsze, co pośrednio mogło mieć związek ze słabnącą — w miarę ocieplania klimatu — cyrkulacją termohalinową i stopniową stagnacją oceanu. Pojawiające się na powierzchni łupków ślady bioturbacji wskazują na wzrost natlenienia kolumny wody (przynajmniej okresowy), umożliwiający kolonizację podłoża przez organizmy bentosowe. Spoczywające wyżej piaskowce można łączyć z nagłym

obniżeniem względnego poziomu morza, prawdopodobnie przy udziale czynnika tektonicznego, odpowiedzialnego za zmniejszenie pojemności akomodacyjnej, o czym świadczą ostre, erozyjne kontakty tych piaskowców z niższymi łupkami ogniwa ze Zbrzy.

Wnioski

Najwyższy ordowik (hironant) i najniższy sylur (dolny rhuddan) w Bardzie Stawach (region kielecki, synklina bardziańska) jest reprezentowany przez czarne radiolaryty i łupki krzemionkowe formacji z Barda. Formację tę podzielono na ogniwo radiolarytów z Rembowa i ogniwo łupków ze Zbrzy. Osady te rejestrują moment przejścia od transgresywnego do wysokiego stanu morza. Sedymentacja radiolarytów ogniwa z Rembowa odbywała się prawdopodobnie w obecności prądów wstępujących, generowanych przez pasaty południowo-wschodnie. Osady te zostały sfałdowane i wewnątrznie nasunięte najprawdopodobniej w czasie młodokaledońskich ruchów tektonicznych. Efektem tego procesu było zwiększenie miąższości pozornej skał tworzących ogniwo z Rembowa. Piaskowce spoczywające na łupkach ogniwa ze Zbrzy mogą być zapisem nagłego obniżenia względnego poziomu morza, spowodowanego prawdopodobnie przez czynnik tektoniczny.

Literatura

- ARMSTRONG H.A. & COE A.L. 1997 — Deep-sea sediments record the geophysics of the late Ordovician glaciation. *Journ. Geol. Soc., London*, 154: 929–934.
- BEDNARCZYK W. 1971 — Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mountains. *Acta Geol. Pol.*, 21: 574–616.
- BEDNARCZYK W. & TOMCZYK H. 1981 — Wybrane problemy stratygrafii, litologii i tektoniki wendy i starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich oraz niecki miechowskiej. Punkt 4: Bardo Stawy. [W:] Żakowa H. (red.), *Przewodnik 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce*. Wyd. Geol.
- BRENCHLEY P.J. 2004 — End Ordovician Glaciation. [W:] Webby B.D., Paris F., Drosser M.L. & Persival I.G. (red.), *The Great Ordovician Biodiversification Event*, Columbia University Press: 81–83.
- COCKS R.M. & TORSVIK T.H. 2005 — Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Rev.*, 27: 39–66.
- CRAMER B.D. & SALTZMAN M.R. 2006 — Fluctuations in epeiric sea carbonate production during Silurian positive carbon isotope excursions: A review of proposed paleoceanographic models. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 245: 37–45.
- CZARNOCKI J. 1919 — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*: 28.
- CZARNOCKI J. 1939 — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 15: 1–27.
- JOHNSON M.E. 1996 — Stable cratonic sequences and a standard for Silurian eustasy. [W:] Witzke B.J., Ludvigson G.A. & Day J.E. (red.), *Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North America craton*. *Geol. Soc. America, Special Paper*, 306: 203–211.
- KIELAN Z. 1956 — Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 6: 253–271.
- KOWALCZEWSKI Z. 1965 — Wyniki badań nad tektoniką synkliny bardziańskiej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 9: 463–464.
- KOWALCZEWSKI Z. 1974 — Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 175: 11–53.
- KOWALCZEWSKI Z. 1994 — The Holy Cross Mts. in the Early Paleozoic. [W:] Kowalczewski Z., Szulczewski M., Migaszewski Z. & Janecka-Styrcz K. (red.), *Europeprobe. Trans-European suture zone workshop. Excursion Guidebook. The Holy Cross Mountains*. Kielce: 1–18.
- KREMER B. 2001 — Acritarchs from the Upper Ordovician of southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 46: 595–601.
- KREMER B. 2005 — Mazuelloids: product of post-mortem phosphatization of acanthomorphic acritarchs. *Palaios*, 20: 27–36.
- KREMER B. & KAŻMIERCZAK J. 2005 — Cyanobacterial mats from Silurian black radiolarian cherts: phototrophic life at the edge of darkness? *J. Sedimentary Res.*, 75: 897–906.
- LOYDELL D.K. 1998 — Early Silurian sea-level changes. *Geol. Magazine*, 135: 447–471.
- LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., STORCH P. & FITCHES B. 2000 — Lower Silurian “hot” shales in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Rev.*, 49: 121–200.
- MASIAK M., PODHALAŃSKA T. & STEMPIEŃ-SALEK M. 2003 — Ordovician-Silurian boundary in the Bardo Syncline (Holy Cross Mountains) — new data on fossil assemblages and sedimentary succession. *Geol. Quart.*, 47: 311–329.
- MALEC J. 2006 — Sylur w Górach Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich — 77. Zjazd Naukowy Pol. Tow. Geol.*: 36–50.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 2001 — The Ordovician stratigraphy and paleogeography of the Nida — Holy Cross Mts. Area, Poland — a review. *Geol. Quart.*, 45: 417–433.
- NAWROCKI J., DUNLAP J., PECSKAY Z., KRZEMIŃSKI L., ŻYLIŃSKA A., FANNING M., KOZŁOWSKI W., SALWA S., SZCZEPANIK Z. & TRELA W. 2007 — Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Poland): an integrated approach. *J. Geol. Soc., London*, 164: 405–423.
- NIELSEN A.T. 2004 — Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. [W:] Webby B.D., Paris F., Drosser M.L. & Persival I.G., (red.), *The Great Ordovician Biodiversification Event*, Columbia University Press, New York: 84–93.
- PODHALAŃSKA T. 2003 — Granica ordowik/sylur — poziomy graptolity i chronostratygrafia: problemy i nowe koncepcje. *Prz. Geol.*, 51: 942–946.
- PODHALAŃSKA T. & TRELA W. 2007 — Stratigraphy and sedimentary record of the Lower Silurian succession in the southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Sinica*, 46, suppl: 397–401.
- ROSS C.A. & ROSS R.P. 1996 — Silurian sea-level fluctuations. [W:] Witzke B.J., Ludvigson G.A. & Day J.E. (red.), *Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North America craton*. *Geol. Soc. America, Special Paper*, 306: 187–192.
- STORCH P. 2006 — Facies development, depositional settings and sequence stratigraphy cross the Ordovician-Silurian boundary: a new perspective from the Barrandian area of the Czech republic. *Geol. Magazine*, 41: 163–192.
- TEMPLE J.T. 1965 — Upper Ordovician brachiopods from Poland and Britain. *Acta Paleont. Pol.*, 10: 379–450.
- TOMCZYK H. 1962 — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, 35: 1–134.
- TOMCZYK H. 1964 — The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of the Caledonian orogeny. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, 12: 119–131.
- TOMCZYKOWA E. 1988 — Silurian and Lower Devonian biostratigraphy and palaeogeology in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 359: 21–41.
- TOMCZYKOWA E. & TOMCZYK H. 1981 — Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. [W:] Żakowa H. (red.), *Przewodnik 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce*. Wyd. Geol.
- TRELA W. 2006a — Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 54: 622–631.
- TRELA W. 2006b — Ordowik w Górach Świętokrzyskich: zapis stratygraficzny i sedymentacyjny. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), *Przewodnik 77. Zjazdu Naukowego Pol. Tow. Geol. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*. Państw. Inst. Geol.
- TRELA W., PODHALAŃSKA T. & MALEC J. 2006 — Granica ordowik/sylur w Zbrzy — południowa część regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), *Przewodnik 77. Zjazdu Naukowego Pol. Tow. Geol. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*. Państw. Inst. Geol.
- ZNOSKO J. 2001 — New data on Caledonian, Alpine-style folding in the Holy Cross Mts., Poland. *Geol. Quart.*, 45: 155–163.

Praca wpłynęła do redakcji 26.03.2007 r.
Akceptowano do druku 23.07.2007 r.