

Ewolucja środowisk depozycyjnych ordowiku łysogórskiego w Górach Świętokrzyskich na tle krzywej eustatycznej Bałtyki

Wiesław Trela¹



Evolution of sedimentary environments in the Ordovician of the Łysogóry Region (northern Holy Cross Mts., Poland) in relation to the sea-level curve for Baltica. *Prz. Geol.*, 57: 900–904.

Abstract. In Ordovician times the Łysogóry Region (northern Holy Cross Mts.) was located in the marginal part of Baltica, thus, the sea-level history reconstructed for this palaeocontinent appears to be a good background for discussing relationships between sea-level changes and the studied sedimentary record. However, some stratigraphic gaps, e.g. in the Lower and Middle Ordovician parts of the considered succession are probably due to regional tectonic activity. The upper Middle and Upper Ordovician sedimentary facies of the Łysogóry Region show good correlation with the Late Llanvirn–Caradoc Highstand Interval followed by the Ashgill Lowstand Interval in Baltica (Nielsen, 2004). The most conspicuous facies changes in the Ordovician of the considered region seem to be coeval with 3rd order eustatic events recognized on the sea-level curve from Baltoscandia.

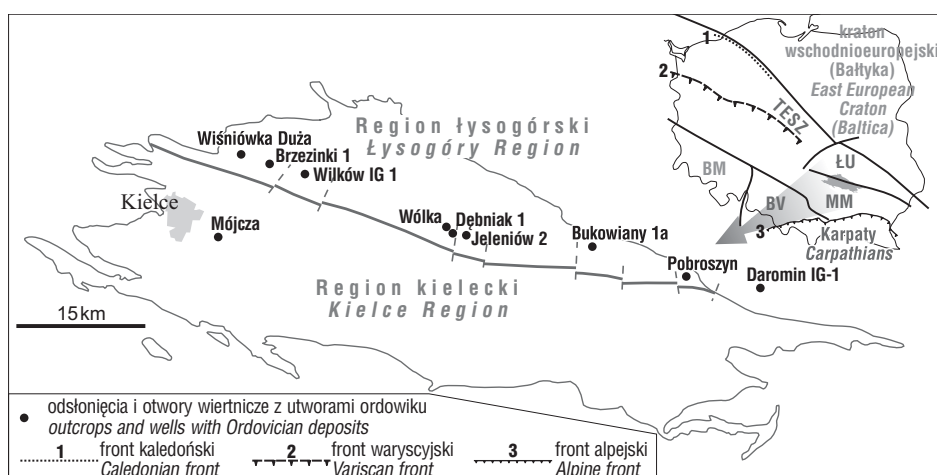
Keywords: Ordovician, sedimentary record, sea-level changes, Holy Cross Mts.

Nowe dane stratygraficzne i sedymentologiczne dotyczące ordowiku w regionie łysogórskim (Dzik, 1999; Trela i in., 2001; Wrona, 2004; Trela, 2006a, 2007, 2008a, b; Trela & Szczepanik, 2009) pozwalają na uściślenie dotychczasowego modelu rozwoju facji i paleogeografii tego systemu w Górach Świętokrzyskich (Bednarczyk, 1971). Niniejszy artykuł podsumowuje wyniki badań autora dotyczące środowisk depozycji ordowiku łysogórskiego, a zarazem jest próbą skorelowania zapisu facjalnego w tym regionie ze zmianami zarejestrowanymi na istniejących krzywych eustatycznych opracowanych dla ordowiku (Young, 1992; Ross & Ross, 1996; Nielsen, 2004). Wśród głównych czynników odpowiedzialnych za wahania eustatyczne w tym okresie jest wymieniany wpływ erupcji superpióropusza płaszczka — *superplume* (Barnes, 2004) oraz ochłodzenie klimatu związane z późno-ordowickim zlodowaceniem na Gondwanie (Brenchley, 2004).

W świetle danych paleontologicznych, paleomagnetycznych i sedymentologicznych we wczesnym paleozoiku region łysogórski (jako południowa część jednostki łysogórskiej, zob. Jaworowski & Sikorska, 2006) był zlokalizowany w strefie marginalnej paleokontynentu Bałtyka² (Cocks, 2002; Nawrocki i in., 2007). Region łysogórski jest uważany za fragment kaledońskiego pasa fałdowo-nasunięciowego rozwiniętego na pasywnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 1; Dadlez i in., 1994; Kowalczewski, 2000) lub za terran egzotyczny dołączony do Bałtyki podczas kambru–wczesnego ordowiku lub w późnym sylurze (Pożaryski, 1990; Belka i in., 2000). Zatem słuszne się wydaje odniesienie zapisu sedymentacyjnego ordowiku łysogórskiego do krzywej eustatycznej zrekonstruowanej dla Bałtyki (Nielsen, 2003, 2004), na której zostały zidentyfikowane interwały niskiego i wysokiego stanu morza odpowiadające jednostkom drugiego rzędu, a w ich obrębie zdarzenia eustatyczne trzeciego rzędu.

Ryc. 1. Lokalizacja odsłoneń i otworów wiertniczych z utworami ordowiku w Górach Świętokrzyskich; ŁU — jednostka łysogórska, MM — masyw małopolski, BM — masyw czeski, BV — Brunovistulicum, TESZ — strefa szwu trans-europejskiego

Fig. 1. Location of outcrops and wells with Ordovician deposits in the Holy Cross Mountains; ŁU — Łysogóry Unit, MM — Małopolska Massif, BM — Bohemian Massif, BV — Brunovistulicum, TESZ — Trans-European Suture Zone



¹Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, Zgoda 21, 25-953 Kielce; wieslaw.trela@pgi.gov.pl

²W niniejszym artykule proponuję używanie nazwy Bałtyka w odniesieniu do paleokontynentu Baltica, podobnie jak stosowana jest nazwa Syberia, Laurentja, Awalonia czy Japetus. W ten sposób zostanie zachowana zgodność nazwy własnej z utworzonym od niej przymiotnikiem, np. fauna bałtycka, a nie balticka. Proponuję także spolszczenie nazw standardowych pięter chronostratygraficznych: *darriwilian* na darywil oraz *rhuddanian* na rudan, co pozwoli uniknąć rozdzwienku między formami pisanyimi a mówionymi. Pozostałe piętra systemu ordowickiego oraz landoweru są używane w wersji zaproponowanej przez Rackiego i Narkiewicza (2006) oraz Wagnera (2008), czyli przez odcięcie końcówki *-ian* od oryginalnej formy angielskiej.

Rozwój sedymentacji

System ordowicki w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich obejmuje sukcesję skalną o miąższości ok. 230 m. Dolny i górny ordowik tworzą iłowce i mułowce z niewielkim udziałem piaskowców, natomiast w środkowej i fragmente górnej części systemu dominują utwory węglanowo-fosforytowe (ryc. 2).

W regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich istnieje zapis ciągłej sedymentacji między kambrem a ordowikiem (ryc. 2), a głównym argumentem przytaczanym na potwierdzenie tego faktu jest obecność fragmentarycznie zachowanych rabdozomów graptolitów rodzaju *Rhabdinopora* (dawna *Dictyonema*, zob. Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, 1968) w iłowcach formacji z Brzezinek (*sensu* Trela, 2006a). Utwory tej formacji reprezentują ily i muły otwartego szelfu, zdeponowane w warunkach powolnej akumulacji materiału ilastego z zawiesiny (Jaworowski & Sikorska, 2006). Dane biostratygraficzne i litologiczne z zachodniej i wschodniej części regionu łysogórskiego (otwór Brzezinki 1 i profil w Pobroszynie) świadczą, że obszar ten był miejscem sedymentacji ilastej także w późnym tremadoku (Trela i in., 2001) — ryc. 1, 2. Argumentem na uzasadnienie tej interpretacji w zachodniej części regionu jest obecność ramienionogów tremadoku/?arenigu w utworach iłowcowo-piaskowcowych zaklinowanych tektonicznie w południowej części kamieniołomu Wiśniówka Duża (Salwa i in., 2006). Pod koniec tremadoku nastąpił dopływ grubszego materiału klastycznego do zbiornika łysogórskiego, o czym świadczy większy udział mułowców i piaskowców w łupkach odsłaniających się w Pobroszynie (ryc. 2), które w stropie są intensywnie zmineralizowane hematytem i limonitem (Trela i in., 2001).

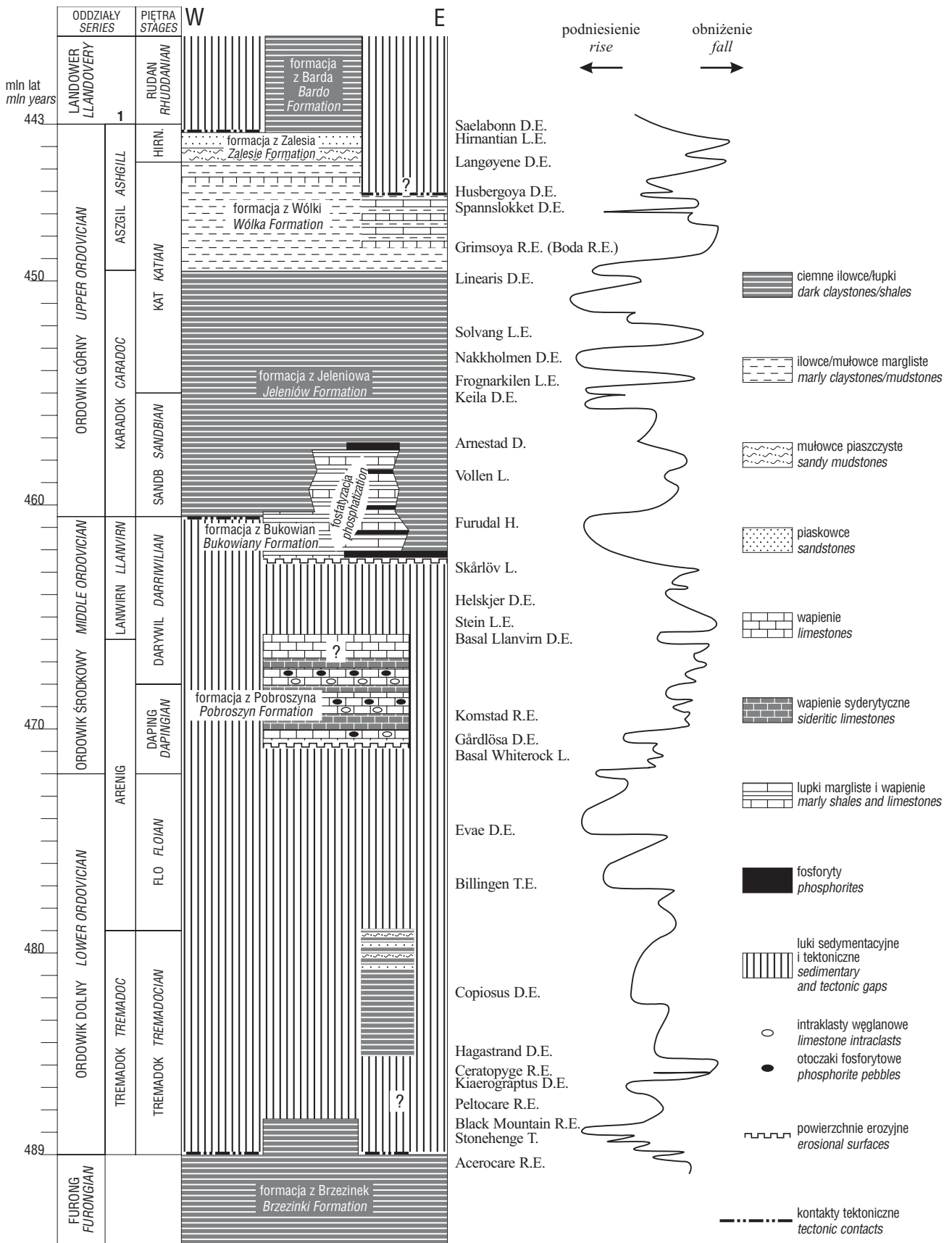
Wyżejległe wapienie formacji z Pobroszyna są ograniczone w spągu i stropie przez powierzchnie nieciągłości (Trela, 2006a) — ryc. 2. Wapienie te rejestrują zmianę środowiska depozycji, zainicjowaną we wczesnym dapingu (późnym arenigu), a zakończoną prawdopodobnie we wczesnym darywilu (Trela, 2008a). Na wschodzie regionu (w Pobroszynie) niezgodność spągowa obejmuje piętro flo i część dolnego dapingu (dolny arenig), a w części centralnej także tremadok górny (ryc. 2; Trela, 2008a). Luka stratygraficzna z nią związana była prawdopodobnie spowodowana tektonicznie uwarunkowanymi pulsacjami podłoża w czasie fazy sandomierskiej (Tomczyk, 1964; Bednarczyk, 1971; Kowalczewski, 1994, 2000; Trela, 2006b). Ważnym elementem konfiguracji dna, ukształtowanym po wczesnym tremadoku, była bariera podmorska (lub kilka grzbietów) między regionem kieleckim a łysogórskim, determinująca obraz paleofacjalny ordowiku świętokrzyskiego (Tomczyk, 1964; Bednarczyk, 1971; Kowalczewski, 1994; Trela, 2005, 2006b). Wolne tempo depozycji wapieni formacji z Pobroszyna, a nawet okresowe przerwy w sedymentacji sprzyjały rozwojowi twardych den i ich mineralizacji związkami żelaza z udziałem bentosowych biocenoz bakteryjnych, czyli cech charakterystycznych dla skondensowanych wapieni pelagicznych rozwiniętych na progach podmorskich (Trela, 2008a). Warto zwrócić uwagę, że w Pobroszynie w tych wapieniach (zaledwie 40 cm miąższości) udokumentowano typowe cechy kalkretów typu alfa oraz obecność grawitacyjnych cementów mikroalaktytowych i cienkiej pokrywy regolitowej, świadczących o subaeralnej diagenecie tych skał zmieniającej ich pierwotny zapis (Trela, 2008a). W centralnej części regionu łysogórskiego (profil otworu Jeleniów 2 — ryc. 1), gdzie miąższość formacji z Pobro-

szyna jest większa (ok. 2,8 m) są zapisane epizody erozji i redepozycji materiału węglanowego w postaci cienkich wkładek zlepieńców złożonych z intraklastów wapieni, którym towarzyszą okruchy łupków, fosforytów i ziarna kwarcu (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967; Trela, 2008a). Redukcja miąższości tej formacji w Pobroszynie wydaje się być związana z erozją w warunkach emersji, chociaż nie można wykluczyć braku depozycji w zapisie skalnym. Hiatus związany z niezgodnością stropową, obejmujący prawdopodobnie środkowy i częściowo górny (?) darywil (Trela, 2006a), może być także rezultatem oddziaływania wspomnianych czynników.

Wzrost względnego poziomu morza w późnym darywilu zapisał się w sukcesji naprzemianległych wapieni marglistych i łupków formacji z Bukowian (3,5–16 m miąższości), natomiast w głębszych, basenowych partiach zbiornika łysogórskiego (profil otworu Daromin IG 1) w ciemnych iłowcach formacji z Jeleniowa (100–120 m miąższości) (Bednarczyk, 1971; Trela, 2006a) — ryc. 1, 2. Ỉłowce formacji jeleniowskiej były akumulowane w warunkach deficytu tlenowego, panującego w dennej strefie kolumny wody, poza krótkim epizodem wzrostu natlenienia osadu w środkowym sandbie. Wyrazem tej zmiany jest intensywnie zbioturbowany horyzont w monotonnej sukcesji ciemnych iłowców (Trela, 2007). Początek transgresji późnego darywilu zaznaczył się erozją w płytszej części zbiornika łysogórskiego, zarejestrowaną w horyzoncie fosforytowym u podstawy formacji bukowańskiej (Trela, 2008b). Z zalewem tym była związana synsedymentacyjna lub wczesnodiaogenetyczna fosfatacja osadu (udokumentowana w Pobroszynie), z udziałem zespołów bakteryjno-cyanobakteryjnych tworzących maty i formy nodularne na granicy woda-osad (Trela, 2008b). W późnym sandbie nastąpiło ujednolicenie planu facjalnego, który utrzymywał się aż do końca wczesnego katu i był zdominowany przez monotonną sukcesję iłowców formacji z Jeleniowa (Trela, 2007) — ryc. 2.

Trwały wzrost natlenienia środowiska sedymentacji dokumentują zielonoszare iłowce i mułowce margliste formacji z Wólki (z warstwami wapieni marglistych w części środkowej i górnej), które tworzą sukcesję o miąższości ok. 70 m. W świetle datowań biostratygraficznych (Kielan, 1959) reprezentują one górną część piętra kat (dolny i środkowy aszgil) — ryc. 2. Początkowo w zapisie sedymentacyjnym tej formacji występują liczne struktury biodeformacyjne oraz skamieniałości śladowe reprezentowane przez ichnorodzaje: *Chondrites*, *Teichichnus*, *Planolites* i *Palaeophycus*, natomiast jej górna część ma już wyraźnie homogeniczny charakter, będący efektem intensywnej bioturbacji (Trela, 2007).

Strop ordowiku łysogórskiego tworzą mułowce piaszczyste i piaskowce formacji z Zalesia (*sensu* Trela, 2006a) o miąższości ok. 5 m (ryc. 2), które odpowiadają wakom kwarcowym zdeponowanym w strefie przejściowej między piaskami brzeżnymi a mułami i ıłami szelfu, gdzie materiał osadowy był dostarczany przez piaszczystą deltę stożkową (Trela & Szczepanik, 2009). Datowanie biostratygraficzne (obecność *Mucronaspis* sp., zob. Czarnocki, 1950; Kielan, 1959; Bednarczyk, 1971) wskazuje, że są to utwory hiranu (górnego aszgilu). Zapis skalny granicy ordowiku z sylurem, stwierdzony w centralnej części regionu łysogórskiego (otwór Dębniak 1), dokumentuje wzrost względnego poziomu morza na początku rudanu (lub nawet pod koniec hiranu) i rozwój sedymentacji ilastej w warunkach beztlenowych aż do granicy z aeronom (Tomczyk, 1962; Trela & Podhalańska, 2008) — ryc. 2.



Ryc 2. Korelacja profilu facjalno-stratygraficznego ordowiku łysogórskiego ze zdarzeniami transgresywnymi i regresywnymi na obszarze Bałtyki oraz krzywą eustatyczną opracowaną dla tego paleokontynentu (Nielsen, 2004). Hirn. — Hirnant, D/T — transgresje/zalewy, D.E./T.E. — pulsy transgresywne, H — wysoki stan morza, L — niski stan morza, R.E. — pulsy regresywne, 1 — oddziały brytyjskie

Fig. 2. Correlation of the Ordovician facies-stratigraphic succession of the Łysogóry Region with transgressive and regressive events recognized in Baltica and the sea-level curve for this palaeocontinent (Nielsen, 2004). Hirn. — Hirnantian, D/T — drowning/transgression, D.E./T.E. — drowning/transgressive events, H — highstand, L — lowstand, R.E. — regressive events, 1 — British series

Zapis sedymentacyjny na tle zdarzeń eustatycznych ordowiku

Próba korelacji zapisu sedymentacyjnego formacji z Brzezinek ze zdarzeniami eustatycznymi wczesnego ordowiku napotyka znaczne trudności, wynikające ze słabości datowania biostratygraficznego tej monotonnej litologicznie sukcesji, a także braku ciągłego profilu spowodowanego obecnością kontaktów tektonicznych w niektórych stanowiskach (ryc. 2; Trela i in., 2001; Trela, 2006a). Pomimo tych trudności wydaje się, że iłowce dolnego tremadoku formacji z Brzezinek można korelować z górną częścią łupków ałunowych na obszarze Skandynawii (Thickpenny & Leggett, 1987; Schovsbo, 2001). Niewykluczone, że poza wspomnianymi wcześniej pulsacjami tektonicznymi fazy sandomierskiej luka stratygraficzna między dolnym a środkowym ordowikiem może być efektem erozji związanej z regresjami: Peltocare, Ceratopyge lub Whiterock (ryc. 2). Trudno jednoznacznie rozstrzygnąć, czy występujące w regionie łysogórskim iłowce górnego tremadoku są zapisem ciągłej sedymentacji trwającej od kambru, czy może należy łączyć je z zupełnie nowym zdarzeniem depozycyjnym, np. pulsami transgresywnymi Hagastrand lub Copiosus na Bałtyce (ryc. 2). Dane z Pobroszyna wskazują, że w sąsiedztwie granicy tremadoku i flo nastąpiło obniżenie względnego poziomu morza, a być może nawet emersja i rozwój skorupy wietrzeniowej, które można korelować z niskim stanem morza zarejestrowanym na bałtyckiej krzywej eustatycznej (zob. Nielsen, 2004).

Datowanie biostratygraficzne (Dzik, 1999) wskazuje, że wznowienie sedymentacji pod koniec wczesnego dapingu (późny arenig), zapisane w postaci wapieni formacji z Pobroszyna, jest dość precyzyjnie zsynchronizowane z transgresywnym pulsem eustatycznym Gårdlösa na Bałtyce (ryc. 2). W późnym dapingu nastąpiło obniżenie względnego poziomu morza (zdarzenie regresywne Komstad) i oddziaływanie procesów diagenetycznych w warunkach emersji, co znalazło swój wyraz w zapisie formacji z Pobroszyna. Aż do późnego darywilu stan poziomu morza na Bałtyce był również niski, poza krótkimi epizodami wzrostu eustatycznego na początku i w połowie trwania lanwirnu (Nielsen, 2004). Zapisem pulsu transgresywnego wczesnego lanwirnu w regionie łysogórskim może być skondensowany horyzont, spoczywający na wspomnianym wcześniej regolicie, złożony z cienkiej warstwy wapienia zawierającego ooidy żelaziste oraz warstwy czerwonego wapienia mikrobialnego (Trela, 2008a).

Od późnego darywilu do końca wczesnego katu stan poziomu morza zarejestrowany na Bałtyce był ogólnie wysoki (Nielsen, 2004). Wśród czynników odpowiedzialnych za rozwój transgresji późnego darywilu wymienia się erupcję superpióropusza płaszczą (*superplume*), która odegrała decydującą rolę w intensyfikacji warunków cieplarnianych klimatu ordowickiego (Barnes, 2004). Zalew ten pozostawił w regionie łysogórskim węglanowo-ilasto-fosforytową sukcesję formacji z Bukowian dokumentującą początek istotnej reorganizacji systemu depozycyjnego (ryc. 2). Oznaki erozji, kondensacji i wczesnodiaogenetycznej fosfatacji, związane z powierzchnią zalewu późnego darywilu, są śledzone w skali regionalnej (profil Mójcza w regionie kieleckim, zob. Trela, 2005), a także ponad-

regionalnej (na szelfie Bałtyki, zob. Podhalańska, 1992; Einasto & Hints, 2004). W regionie łysogórskim fosfatacja utrzymywała się aż do pogranicza środkowego i późnego sandbu (ryc. 2), co podobnie jak w Mójczy mogło mieć związek z oddziaływaniem prądu oceanicznego płynącego z zachodu wzdłuż północnego brzegu masywu małopolskiego (Trela, 2005, 2008b). Stopniowy rozwój transgresji zainicjowanej w późnym darywilu jest odpowiedzialny za diachronizm dolnej granicy iłowców formacji z Jeleniowa (Trela, 2007). Sedymentacja tych iłowców w regionie łysogórskim była częścią planu facjalnego, jaki ukształtował się na szelfie obrzeżającym zachodnią i południowo-zachodnią Bałtykę (Thickpenny & Leggett, 1987). Zdaniem cytowanych autorów, ciemne iłowce karadoku powstały w stagnującym basenie, jaki rozwinął się w konsekwencji zamykania oceanu Tornquista i zwężenia oceanu Japetus. W środkowym sandbie nastąpił krótkotrwały wzrost nasycenia tlenem osadu i kolumny wody głębszej części basenu łysogórskiego (Trela, 2007), który był zbieżny w czasie z niskim stanem morza zarejestrowanym na Bałtyce (*Vollen Lowstand*, zob. Nielsen, 2004) — ryc. 2. Ponowna stagnacja basenu łysogórskiego pod koniec sandbu i we wczesnym kacie (środkowy/późny karadok) spowodowała powrót deficytu tlenowego w dolnej strefie kolumny wody (Trela, 2007). W świetle danych łączących początek rozwoju lądolodu na Gondwanie z późnym sandbem (Pope & Read, 1998) można przypuszczać, że wspomniane zmiany, opisane również z polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Modliński, 1982), są rezultatem zróżnicowanych warunków oceanograficznych uwarunkowanych klimatycznie.

Inicjacja cyrkulacji termohalinowej w późnym kacie (Armstrong & Coe, 1997) przyczyniła się do wzrostu natlenienia osadu i kolumny wody w basenie łysogórskim, a odzwierciedleniem tego faktu jest intensywna bioturbacja zapisana w formacji z Wólki (Trela, 2007). Początek sedymentacji osadów tej formacji jest zbieżny w czasie z interwałem niskiego stanu morza udokumentowanym na Bałtyce (*Ashgill Lowstand Interval*, zob. Nielsen, 2004). Większy udział osadów węglanowych w środkowej i wyższej części formacji z Wólki można łączyć z regresywnym zdarzeniem Boda w późnym kacie (zob. Cherns & Wheley, 2007; zdarzenie Grimsoy w Nielsen, 2004) — ryc. 2. Finalna faza regresji światowej, związana z maksymalnym zasięgiem lądolodu na Gondwanie (Brenchley, 2004), pozostawiła w regionie łysogórskim piaskowce i mułowce formacji z Zalesia (Trela, 2007; Trela & Szczepanik, 2009) — ryc. 2. Pod koniec ordowiku (w późnym hiranancie) rozpoczął się wzrost względnego poziomu morza (Ross & Ross, 1996; Nielsen, 2004), a litologicznym zapisem zainicjowanej wówczas transgresji są czarne łupki piętra rudan zdeponowane na szelfie północnej Gondwany oraz południowo-zachodniej Bałtyki (Tomczykowa & Tomczyk, 1976; Thickpenny & Leggett, 1987; Lüning i in., 2000). W tym samym interwale czasowym i w podobnych okolicznościach eustatycznych powstały czarne łupki występujące u podstawy systemu sylurskiego w regionie łysogórskim (Tomczykowa & Tomczyk, 1976; Trela & Podhalańska, 2008) — ryc. 2.

Chciałbym podziękować recenzentom — dr Annie Żylińskiej i prof. dr. hab. Markowi Narkiewiczowi za cenną krytykę pierwszej wersji niniejszego artykułu.

Literatura

- ARMSTRONG H.A. & COE A.L. 1997 — Deep-sea sediments record the geophysiology of the late Ordovician glaciation. *J. Geol. Soc., London*, 154: 929–934.
- BARNES C.R. 2004 — Was there an Ordovician superplume event? [In:] Webby B.D., Paris F., Drosser M.L. & Persival I.G. (eds.) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia University Press, New York: 77–80.
- BEDNARCZYK W. 1971 — Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mountains. *Acta Geol. Pol.*, 21: 574–616.
- BELKA Z., AHRENDT H., FRANKE W., SCHÄFER J. & WEMMER K. 2000 — The Baltica-Gondwana suture in central Europe: evidence from K/Ar ages of detrital muscovites. [In:] Franke W., Altherr R., Haak W., Oncken O. & Tanner D. (eds.) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt of Central Europe*. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 179: 87–101.
- BRENCHLEY P.J. 2004 — End Ordovician Glaciation. [In:] Webby B.D., Paris F., Drosser M.L. & Persival I.G. (eds.) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia University Press, New York: 81–83.
- CHERNS L. & WHEELEY J.R. 2007 — A pre-Hirnantian (late Ordovician) interval of global cooling — The Boda event re-assessed. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 251: 449–460.
- COCKS L.R. 2002 — Key Lower Palaeozoic faunas from near the Trans-European Suture Zone. [In:] Winchester J.A., Pharaoh T.C. & Verniers J. (eds.) *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 201: 37–46.
- CZARNOCKI J. 1950 — Geologia regionu łysogórskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 18: 1–404.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Niektóre kluczowe problemy przedpermjskiej tektoniki Polski. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- DZIK J. 1999 — The Ordovician in the Holy Cross Mountains. [In:] Dzik J., Linnemann U. & Heuse T. (eds.) *International Symposium on the Ordovician System, ISOS Prague 1999, Pre-Conference Fieldtrip, Excursion guide Poland and Germany: 3–7*.
- EINASTO R. & HINTS L. 2004 — Stop 7. Kunda-Aru quarry. [In:] Hint O. & Ainsaar L. (eds.) *WOGOGOB-2004: 8th Meeting of the Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia*. May 13–18, 2004, Tallinn and Tartu, Estonia. *Conference Materials*: 129–132.
- JAWOROWSKI K. & SIKORSKA M. 2006 — Łysogóry Unit (Central Poland) versus East European Craton — application of sedimentological data from Cambrian siliciclastic association. *Geol. Quart.*, 50: 77–88.
- KIELAN Z. 1959 — Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. *Palaeont. Pol.*, 11: 1–198.
- KOWALCZEWSKI Z. 1994 — The Holy Cross Mts. in the Early Palaeozoic. [In:] Kowalczewski Z., Szulczewski M., Migaszewski Z. & Janecka-Styrcz K. (eds.) *Europrobe. Trans-European Suture Zone Workshop. Excursion Guidebook the Holy Cross Mountains: 1–18*, Kielce.
- KOWALCZEWSKI Z. 2000 — Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzysko-nidziańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 4: 7–66.
- LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., ŠTORCH P. & FITCHES B. 2000 — Lower Silurian “hot shales” in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Sci. Rev.*, 49: 121–200.
- MODLIŃSKI Z. 1982 — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 102: 1–66.
- 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. 2003 — Ordovician sea-level changes: potential for global event stratigraphy. [In:] Albanesi G.L., Beresi M.S. & Perlata S.H. (eds.) *Ordovician from the Andes*. *INSUGEO, Serie Correlacion Geologica*, 17: 445–449.
- NIELSEN A.T. 2004 — Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. [In:] Webby B.D., Paris F., Drosser M.L. & Persival I.G. (eds.) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia University Press, New York: 84–93.
- PODHALAŃSKA T. 1992 — Phosphatization of the Lower-Middle Ordovician sediments from the Podlasie depression (eastern Poland). *Arch. Miner.*, 48: 27–41.
- POPE M. & READ J.F. 1998 — Ordovician metre-scale cycles: implication for climate and eustatic fluctuations in the central Appalachians during a global greenhouse, non-glacial to glacial transition. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 138: 27–42.
- POŻARYSKI W. 1990 — Kaledonidy środkowej Europy — orogensem przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38: 1–9.
- RACKI G. & NARKIEWICZ M. (red.) 2006 — *Polskie zasady stratygrafii*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ROSS C.A. & ROSS R.P. 1996 — Silurian sea-level fluctuations. [In:] Witzke B.J., Ludvigson G.A. & Day J.E. (eds.) *Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North America craton*. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 306: 187–192.
- SALWA S., SZCZEPANIK Z. & ŻYLIŃSKA A. 2006 — Stanowisko 1. Kamieniołom Wiśniówka Duża — dolny paleozoik i perm w regionie łysogórskim. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.) *77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*. Ameliówka k. Kielc, 28–30.06.2006: materiały konferencyjne: 149–1154.
- SCHOVSBO N.H. 2001 — Why barren intervals? A taphonomic case study of the Scandinavian Alum Shale and its faunas. *Lethaia*: 34: 271–285.
- THICKPENNY A. & LEGGETT J.K. 1987 — Stratigraphic distribution and palaeo-oceanographic significance of European early Palaeozoic organic-rich sediments. [In:] Brooks J. & Fleet A.J. (eds.) *Marine Petroleum Source Rocks*. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 26: 231–247.
- 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. Sci.*, 12: 119–131.
- TOMCZYK H. & TURNAU-MORAWSKA M. 1967 — Zagadnienia stratygrafii i sedimentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profili obszaru południowego. *Acta Geol. Pol.*, 17: 1–46.
- TOMCZYKOWA E. 1968 — Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 54: 1–85.
- TOMCZYKOWA E. & TOMCZYK H. 1976 — Development of Ashgill and Llandovery sediments in Poland. [In:] Basset M.G. (ed.) *The Ordovician System*. Univ. Wales Press Nat. Mus. Wales: 327–449.
- TRELA W. 2005 — Condensation and phosphatization of the Middle and Upper Ordovician limestones on the Malopolska Block (Poland): response to palaeoceanographic conditions. *Sediment. Geol.*, 178: 219–236.
- TRELA W. 2006a — Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 54: 622–631.
- TRELA W. 2006b — Ordowik w Górach Świętokrzyskich: zapis stratygraficzny i sedimentacyjny. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.) *77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*. Ameliówka k. Kielc, 28–30.06.2006: materiały konferencyjne: 28–35.
- TRELA W. 2007 — Upper Ordovician mudrock facies and trace fossils in the northern Holy Cross Mountains, Poland, and their relation to oxygen- and sea-level dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 246: 488–501.
- TRELA W. 2008a — Sedimentary and diagenetic environment of Middle Ordovician iron-rich limestones (Pobroszyn Formation) in the northern Holy Cross Mountains, Poland. *Geol. Quart.*, 52: 199–212.
- TRELA W. 2008b — Sedimentary and microbial record of the Middle/Late Ordovician phosphogenetic episode in the northern Holy Cross Mountains, Poland. *Sediment. Geol.*, 203: 131–142.
- TRELA W. & PODHALAŃSKA T. 2008 — Stratygrafia i litologia lądowego (dolny sylur) w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. [W:] Pierwszy Polski Kongres Geologiczny. Kraków 26–28.06.2008: abstrakty. *Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków*: 123–124.
- TRELA W. & SZCZEPANIK Z. 2009 — Litologia i zespół akritarchowy formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich na tle zmian poziomu morza i paleogeografii późnego ordowiku. *Prz. Geol.*, 57: 147–157.
- TRELA W., SZCZEPANIK Z. & SALWA S. 2001 — The Ordovician rocks of Pobroszyn in the Łysogóry region of the Holy Cross Mountains, Poland. *Geol. Quart.*, 45: 29–40.
- WAGNER R. (red.) 2008 — *Tabela stratygraficzna Polski: Polska pozakarpaska*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- WRONA R. 2004 — Gondwanan provenance of the Łysogóry block (Holy Cross Mountains, Poland) supported by Upper Ordovician chitinozoans from the Pobroszyn section. [In:] Munnecke A., Servais T. & Schulbert C. (eds.) *International Symposium on Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate*, September 1–3, Erlangen, Germany: 77.
- YOUNG T.P. 1992 — Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 99: 321–348.

Praca wpłynęła do redakcji 12.12.2008 r.

Po recenzji akceptowano do druku 3.06.2009 r.