

## Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego — analiza subsydencji i zapisu facjalnego

Paweł Poprawa\*, Jolanta Paczeńska\*

**Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic development of a rift at the Lublin–Podlasie slope of the East European Craton — analysis of subsidence and facies record (eastern Poland).** *Prz. Geol.*, 50: 49–63.

*S u m m a r y.* For the Neoproterozoic to Lower Palaeozoic Lublin–Podlasie sedimentary basin 1–D subsidence analysis was conducted by means of backstripping. This was performed for 14 boreholes, representative for the basin, and additionally was compared with the results of similar analysis applied further to the NW, i.e. for the Baltic Basin. To constraint tectonic model for the basin the results of backstripping were related to facies architecture of the basin–fill. Four partially overlapping main tectonic phases of the basin development were identified: (1) the late Neoproterozoic syn–rift, extension–related subsidence, (2) transition from synrift to postrift phase at the latest Neoproterozoic III to earliest Early Cambrian, (3) post–rift thermal subsidence of the passive continental margin during the late Early Cambrian to Middle Ordovician and (4) Late Ordovician to late Silurian flexural bending. The rifting phase was initiated with deposition of continental coarse–grained sediments and emplacement of continental basalt. Subsequently the syn–rift basin was filled with continental conglomerates and arkoses, laterally replaced by mudstones, with facies development possibly controlled by extensional fault block activity. This passed up–section into shallow marine claystones and mudstones. Development of syn–rift depocentres was roughly coeval along Peri–Tornquist zone and SW prolongation of Orsha–Volhyn zone, leading to development of triple–point SW of analysed area, with the second of the above zones being an abounded arm. Passage to post–rift thermal subsidence of the passive continental margin is indicated by subsequently ceasing subsidence, coeval with marine transgression, fining of clastic sediments and relative facies unification, as well as expansion of depocentres. The passive margin is related here to a suspected Tornquist basin (ocean?), developed to the SW of Baltica as a result of break–up of the super–continent Rodinia. This requires an assumption, that recent position of a Cadomian orogen, recognised on Malopolska and Brunovistulicum, with respect to Baltica is not representative for the Neoproterozoic III and Cambrian. Lack of definite evidences for syn–rift extensional deformations leads to an alternative interpretation of the backstripping results. Instead of lithospheric, active extension, leading to development of the sedimentary basin, in the alternative model it was assumed that the Neoproterozoic to Middle Ordovician evolution of the Lublin–Podlasie basin was exclusively a result of thermal sag, related to cooling of lithosphere. This would be a consequence of passive heating of the system due to volcanic activity in the Neoproterozoic III. This alternative model, even if suitable for the Lublin–Podlasie basin, is not capable to explain the upper Neoproterozoic, Cambrian and Ordovician development of sedimentary basins at the SW slope of Baltica, which are genetically related to the analysed area. Any compromise between cooling after passive heating and cooling after active lithospheric extension, with different proportions between the both, is possible. Since the Late Ordovician gradual increase in subsidence rate in time is observed, which reaches maximum in the late Silurian (Pridoli). Overall pattern of the Silurian subsidence, both spatial and 1–D, is typical for a mechanism of flexural bending of lithosphere. A common development of Caledonian foredeep basins along e.g. some of Baltica and Eastern and Western Avalonia margins, coeval with Silurian flexural bending, enhances discussing such model for Lublin–Podlasie basin. Nevertheless, comparison of development of the analysed area with Holly Cross Mountains one during the Silurian does not support a simple foredeep model.

**Key words:** Lublin–Podlasie basin, Neoproterozoic, Lower Palaeozoic, rift, passive margin, flexural bending, tectonics, subsidence analysis, facies analysis, depositional environment

W niniejszej pracy przeprowadzono analizę mechanizmów subsydencji oraz ewolucji reżimu tektonicznego dla górnoproterozoiczno–dolnopaleozoicznego basenu sedimentacyjnego, rozwiniętego na lubelsko–podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (LPSK; ryc. 1). W szczególności badano możliwość opisanego ewolucji LPSK w kategoriach tektonicznych modeli basenów sedimentacyjnych (zob. np. Allen & Allen, 1990; Angevine i in., 1990; Busby & Ingersoll, 1995). Dla powyższych celów zastosowano jednowymiarową analizę subsydencji (*backstripping*). Ponadto analizowano relacje poszczególnych etapów tektonicznego rozwoju basenu do wykształcenia facjalnego jego osadowego wypełnienia.

Obszar przeprowadzonych badań wyznaczony jest przez zasięg współczesnego występowania osadów wyższego proterozoiku i dolnego paleozoiku na LPSK oraz przez lokalizację otworów wiertniczych, nawiercających te utwory (ryc. 2). Niemal ciągły profil osadowego

wypełnienia basenu lubelsko–podlaskiego, obejmujący niezdeformowane osady o miąższości sięgającej ~2500 m, jest jednym z najlepiej zachowanych profili wśród górnoproterozoiczno–dolnopaleozoicznych basenów na świecie. Rozpoznany licznymi otworami wiertniczymi, niekiedy o niemal ciągłym rdzeniowaniu, w tym kilkunastoma nawiercającymi utwory wyższego proterozoiku i kambru, stanowi unikalny materiał badawczy. Jego znaczenie dla analiz tektonicznych dodatkowo zwiększa potencjalna możliwość badania konsekwencji procesów basenotwórczych dla struktury skorupy ziemskiej oraz litosferycznego płaszczka, a zatem weryfikacji postulowanych modeli dla basenu, wynikająca z rozpoznania głębokiej budowy obszaru w efekcie wykonania eksperymentu sejsmicznego CELEBRATION–2000 (Guterch i in., 2000).

Ze względu na relatywnie dobre rozpoznanie wiertnicze oraz ważną dla rekonstrukcji tektonicznych pozycję w centralnej części zachodniej krawędzi paleokontynentu Baltiki, analizowany obszar stanowił przedmiot licznych badań. Osady neoproterozoiku i kambru były w latach 70. i 80. przedmiotem multidyscyplinarnych, geologicznych badań podstawowych, przede wszystkim biostratygraficzno–litofacjalnych i geochemiczno–petrograficznych (np.

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; ppop@pgi.waw.pl; jpacz@pgi.waw.pl



**Ryc. 1.** Uproszczona, tektoniczna mapa centralnej i wschodniej Europy (wg EUGENO-S Working Group, 1988, zmieniona) wraz z lokalizacją obszaru badań (czerwony prostokąt). LPSK: lubelsko-podlaski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego; TESZ: strefa szwu transeuropejskiego; AOW: aulakogen Orsza-Wołyń; CDF: front deformacji kaledońskich; NGPC: kaledonidy północnoniemiecko-polskie

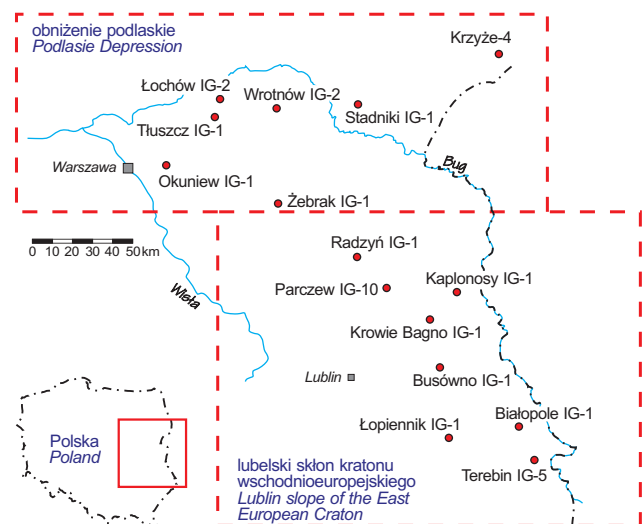
**Fig. 1.** Tectonic map of northern and eastern Europe (after EUGENO-S Working Group, 1988, modified) with the location of the studied area (red rectangular). LPSK: Lublin-Podlasie slope of the East European Craton; TESZ: Trans-European Suture Zone; AOW: Orsha-Volyn aulacogen; CDF: Caledonian deformation front; NGPC: North-German-Polish Caledonides

Areń & Lendzion, 1978; Jaworowski, 1978, 1997; Keller & Rozanow, 1979; Lendzion, 1983a, 1983b; Urbanek & Rozanow, 1983; Rozanow & Łydko, 1987). W latach 80. i 90. dalsze badania, m.in. w ramach międzynarodowych projektów korelacyjnych IGCP-29, -303, -366, umożliwiły stworzenie szczegółowej osnowy stratygraficzno-fajalnej oraz dowiązanie polskich profili z LPSK do współcześnie obowiązujących, globalnych schematów korelacyjnych neoproterozoiku i kambru (np. Areń i in., 1979; Paczeńska, 1986, 1996; Moczyłowska, 1991; Moczyłowska & Vidal, 1995; Strauss i in., 1997).

Badania tektoniczne wyższego proterozoiku i dolnego paleozoiku LPSK są reprezentowane przez obszerną literaturę (np. Pożaryski & Tomczyk, 1968; Pożaryski, 1977; Pożaryski & Kotański, 1979; Znosko, 1979, 1984; Ryka, 1984; Kubicki i in., 1972; Areń, 1978; Areń i in., 1979). Zasadniczo, dla mezo- do neoproterozoicznego basenu przyjmowano model aulakogenu („zamarłego” ryftu) (np. Kubicki i in., 1972; Pożaryski, 1977; Guterch, 1977; Pożaryski & Kotański, 1979; Znosko, 1979). Model taki uzasadniano przede wszystkim obecnością w podłożu basenu wylewnych skał zasadowych (ryc. 3; Ryka, 1984) o składzie chemicznym typowym dla stref ryftowych (Bakun-Czubarow i in., 2000). Ponadto na podstawie wyraźnego zróżnicowania współczynnika TAI w utworach neoproterozoiku III i kambru sugerowano obecność pozytywnej anomalii termicznej o prawdopodobnej genezie ryftowej (Moczyłowska, 1988).

Położenie LPSK na przedłużeniu dobrze rozpoznanego aulakogenu Orsza-Wołyń (AOW) (np. Gareckij i in., 1986; Nikishin i in., 1996) stanowiło dodatkową przesłankę dla modelu ryftu (por. Pożaryski, 1977; Moczyłowska & Vidal, 1995; Żelaźniewicz i in., 1997; Żelaźniewicz, 1998; Poprawa & Paczeńska, 1999, 2000). Zwrócono również uwagę na możliwość występowania w rejonie LPSK węzła potrójnego, związanego z ryftowaniem (Pożaryski & Kotański, 1979; Jaworowski, 1997; Żelaźniewicz i in., 1997; Poprawa & Paczeńska, 1999, 2000). Natomiast odniesienie neoproterozoiczno-kambryjskiego, lubelsko-podlaskiego basenu do globalnych rekonstrukcji (zob. np. Moores, 1991; Meert & Powell, 2001; Kah & Bartley, 2001), opartych głównie o badania paleomagnetyczne (np. Powell i in., 1993; Torsvik i in., 1996, 2001) i tektoniczne (np. Bond i in., 1994; Kominz, 1995; Greiling i in., 1999), pozwala postawić hipotezę, że jego powstanie było związane z procesem rozpadu prekambryjskiego super-kontynentu Rodinii i jego rekonfigurację w Pannotię (por. Nikishin i in., 1996; Bogdanova i in., 1997; Poprawa & Paczeńska, 2000; Żelaźniewicz i in., 2001).

Analiza subsydencji dla neoproterozoiczno-dolnopaleozoicznego basenu lubelsko-podlaskiego nie była dotąd przeprowadzana. Badania tego typu zostały natomiast wykonane dla zbliżonej wiekowo pokrywy osadowej basenu bałtyckiego (lokalizacja: ryc. 1). W tym przypadku stwierdzono, że na przełomie neoproterozoiku III i kambru wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki rozwinął się ryft, który doprowadził do powstania w kambrze oraz wczesnym i środkowym ordowiku pasywnego brzegu kontynentalnego (Poprawa i in., 1997b, 1999). Ponadto postawiono tezę, że w późnym ordowiku i sylurze zachodni skłon kratonu wschodnioeuropejskiego w rejonie basenu bałtyckiego ulegał synorogenicznemu uginaniu fleksuralnemu, prowadzącemu do powstania kaledońskiego basenu przedgórskiego (Poprawa i in., 1997a, 1999). Model taki jest



**Ryc. 2.** Lokalizacja otworów wiertniczych, nawiercanych utwory neoproterozoiku, kambru i/lub ordowiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, dla których przeprowadzono 1-D analizę subsydencji

**Fig. 2.** Location of the boreholes, drilled into the Neoproterozoic, Cambrian and/or Ordovician deposits at the Lublin-Podlasie slope of the East European Craton, for which 1-D subsidence analysis were conducted

zgodny z rozwojem facjalnym osadowego wypełnienia basenu bałtyckiego (Jaworowski, 2000a, 2000b).

### Regionalne tło geologiczne

Lubelsko-podlaski, mezo- do neoproterozoiczny i dolnopaleozoiczny basen sedimentacyjny jest elementem systemu basenów rozwiniętych na zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (np. Gareckij i in., 1986; Nikishin i in., 1996; Poprawa i in., 1999). Stanowi on najniższą część pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego, liczącej w tym obszarze łącznie do 6500 m miąższości. Basen ten rozwinął się w rejonie nakładania się strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) na SW przedłużeniu aulakogenu Orsza–Wołyń (ryc. 1).

Basen lubelsko-podlaski składa się z dwóch podstawowych jednostek tektonicznych: północnej — obniżenia podlaskiego oraz południowo-wschodniej — lubelskiego skłonu kratonu (ryc. 2; zob. np. Areń, 1978). Obniżenie podlaskie ograniczają dwie wyniesione struktury podłoża krystalicznego: od północy jest to masyw mazursko-białoruski, od południa zrab łukowsko-wisznicki (Areń & Lendzion, 1978). Ostatnia z wymienionych struktur stanowi jednocześnie północną granicę lubelskiego skłonu kratonu. Jego granicę południowo-wschodnią wyznacza na terytorium Ukrainy zbudowana z krystalicznych utworów archaiku i proterozoiku tarcza ukraińska (Rozanov & Łydka, 1987). Obie analizowane w niniejszej pracy jednostki basenu cechuje bardzo podobna sekwencja litologiczno-stratygraficzna utworów górnego neoproterozoiku, kambru (ryc. 3), ordowiku i syluru. Różni je jedynie zasięg paleogeograficzny niektórych jednostek litostratygraficznych w najwyższym neoproterozoiku III (najwyższym wendzie) i dolnym kambrze (np. Areń & Lendzion, 1978).

Na proterozoicznym, speniplenizowanym podłożu krystalicznym, złożonym ze skał metamorficznych i magmowych, rozwinęły się rowy tektoniczne, w których zalegają kontynentalne i marginalno-morskie, czerwone i pstre osady formacji poleskiej, określane jako środkoworyfejskie (zob. tab. 2; Mahnatsch i in., 1976). Stanowią one osadowe wypełnienie basenu rozwiniętego wskutek pierwszego etapu ryftowania wzdłuż AOW, zachodzącego na przelomie mezo- i neoproterozoiku (por. Pożaryski & Kotański, 1979; Bogdanova i in., 1997; Żelazniwicz i in., 1997). Utwory formacji poleskiej, a poza obszarami jej

występowania również utwory podłoża krystalicznego, w okresie ok. 1000–650 mln lat były poddawane erozji (por. Ryka, 1984), która doprowadziła do powstania powierzchni zrównania oraz znaczącej luki stratygraficznej (tab. 1, 2).

W neoproterozoiku III w wyniku reaktywacji tektonicznej i uaktywnienia się procesów tektonomagmatycznych, wzdłuż SE części AOW doszło do rozwinięcia się intensywnego trapowego wulkanizmu kontynentalnego oraz depozycji klastycznych utworów osadowych, w tym utworów piroklastycznych (zob. tab. 2; np. Juskowiakowa, 1971; Mahnatsch i in., 1976; Ryka, 1984; Bakun-Czubarow i in., 2000). W lubelsko-podlaskim basenie zapisem tych procesów jest formacja sławatycka (tab. 2; ryc. 3). Dolna, klastyczna część formacji jest zbudowana ze zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych o genezie aluwialnej. Część górną reprezentują osady wulkanogeniczne, bazyalty przewarstwiające się z tufami i aglomeratami. Formacja sławatycka występuje na całym obszarze lubelskiego skłonu kratonu oraz we wschodniej i północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Skały wulkaniczne i ich odpowiedniki piro- i autoklastyczne zajmują na terytorium

**Tab. 1. Litostratygrafia i biostratygrafia wyższego proterozoiku oraz dolnego i środkowego kambru lubelsko-podlaskiego basenu sedimentacyjnego**

Table 1. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the upper Proterozoic and Lower to Middle Cambrian at the Lublin–Podlasie sedimentary basin

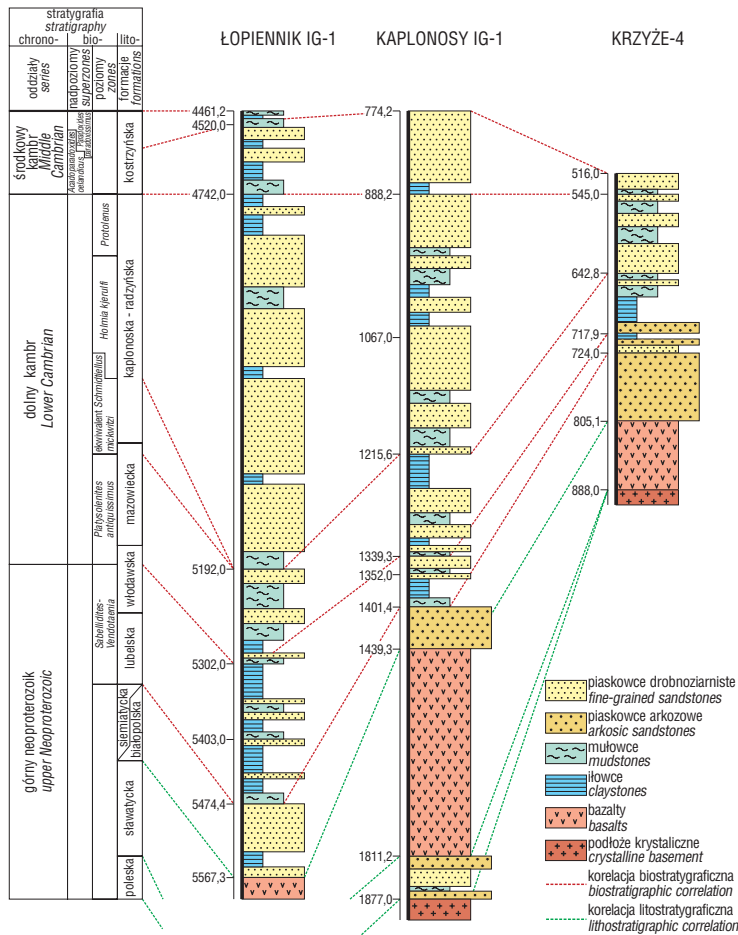
| Chronostratygrafia |        |                | Wydzielenia regionalne | Litostratygrafia formacje (wg Lendzion, 1983b) | Biostratygrafia  |  |  |                                     |  |                           |                              |  |
|--------------------|--------|----------------|------------------------|--|--|--|--|-------------------------------------|--|---------------------------|------------------------------|--|
| eratem             | system | oddział        |                        |  | Poziomy faunistyczny (wg Lendzion, 1983b; Moczydłowskiej, 1991; Paczeńskiej, 1996) | Poziomy akritarchowe (wg Moczydłowskiej, 1991) |  |                                     |  |                           |                              |  |
| PALEOZOIK          | KAMBR  | środkowy       | brak wydzieleni        | WEND   | górny  | Paradoxides paradoxissimus*                    |  |                                     |  |                           |                              |  |
|                    |        |                |                        |  |  | kostrzyńska                                    | Acadoparadoxides oelandicus&                   |                                     |  |                           |                              |  |
|                    |        |                |                        |  |  | radzyńska + kapłonoska                         | Protolenus*                                    | Volkovia dentifera – Liepaina plana |  |                           |                              |  |
|                    |        |                |                        |  |  |  | Holmia*  | zespół Holmia kjerulfi&             | Heliosphaeridium dissimilare – Skiagia ciliosa |                           |                              |  |
|                    |        |                |                        |  |  |  | Mobergella*                                    | ekwiwalent Smidtiellus mickwitzi&   | Skiagia ornata – Fimbriaglomerella membranacea |                           |                              |  |
|                    |        | mazowiecka     |                        |  |  | Platysolenites antiquissimus&#                 | Asteridium tornatum – Comasphaeridium velvetum |                                     |  |                           |                              |  |
|                    |        | NEOPROTEROZOIK |                        |  |  | NEOPROTEROZOIK III                             | brak wydzieleni                                | WEND                                | górny  | włodawska                 | Sabellidites – Vendotaenia&# |  |
|                    |        |                |                        |  |  |  |  |                                     |  | lubelska                  |                              |  |
|                    |        |                |                        |  |  |  |  |                                     |  | białopolska – siemiatycka |                              |  |
|                    |        |                |                        |  |  |  |  |                                     |  | ślawatycka                |                              |  |
| luka               |        |                |                        |  |  |  |  |                                     |  |                           |                              |  |
| MEZO-PROTEROZOIK   |        |                | RYFEJ                  | środkowy                                       | poleska  |  |  |                                     |  |                           |                              |  |

\* — Lendzion, 1983b; & — Moczydłowska, 1991; # — Paczeńska, 1996

**Tab. 2. Litostratygrafia, rozprzestrzenienie regionalne formacji oraz środowiska sedymentacji utworów wyższego proterozoiku oraz dolnego i środkowego kambru na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Z — zlepieńce; Pa — piaskowce arkozowe; Pg — piaskowce gruboziarniste; Pś — piaskowce średnioziarniste; Pd — piaskowce drobnoziarniste; M — mułowce; I — ilowce; T — tufy; Br — brekcje; Ag — aglomeraty; B — bazalty; LPSK — lubelsko-podlaski skłone kratonu; masyw m-b — masyw mazursko-białoruski**

Table 2. Lithostratigraphy, regional distribution of formations and sedimentary environments of the upper Proterozoic and Lower to Middle Cambrian at the Lublin–Podlasie Slope of the East European Craton. Z — conglomerate; Pa — arcose sandstone; Pg — coarse-grained sandstone; Pś — middle-grained sandstone; Pd — fine-grained sandstone; M — mudstone; I — claystone; T — tuff; Br — breccia; Ag — agglomerate; B — basalt; LPSK — Lublin–Podlasie slope of the East European Craton; masyw m-b — Mazury–Byelorussia massive

| Chronostratygrafia |                | Wydzielenia regionalne | Litostratygrafia   |                  |   | Rozprzestrzenienie i zróżnicowanie regionalne formacji |  |  | Kontakt formacji                 | Dominujące środowiska sedymentacji                                     |  |   |
|--------------------|----------------|------------------------|--|------------------|---|--|--|--|----------------------------------|--|--|---|
| system             | oddział        |                        | Formacje przewiercona miąższość (m)                              | Rodzaj osadu     | Cechy charakterystyczne                 | Obniżenie podlaskie                                    | Lubelski skłone kratonu                  | Ekwiwalenty w Białorusi, Rosji, Litwie i Ukrainie    |                                  |  |  |   |
| KAMBR              | środkowy       |                        | kostrzyńska 29-298   | Pd, M            | piaskowce gruzłowe                      | monotonne wykształcenie facjalne                       | dwa obszary facjalne                     | ograniczony zasięg depozycji                         | ciągły                           | dolne i środkowe przybrzeże  |  |   |
|                    |                |                        | radzyńska + kaplonoska (nierozdzielone) łączna miąższość 327-432 | M, I, Pd<br>I, M | heterolit P/I wysoko dojrzałe piaskowce | zajmuje cały obszar basenu                             | wzrost miąższości ku SW                  | unifikacja facjalna, zajmuje cały obszar basenu      | ciągły                           | w dolnej części przybrzeże, w górnej części górne odbrzeże             |  |   |
|                    | dolny          |                        | zawiszyńska 12-47  | Pd, Pś           | bardzo liczny glaukonit                 | tylko W część basenu                                   | brak                                     | szerokie rozprzestrzenienie w basenie                | erozyjny                         | górne przybrzeże-plaża zewnętrzna                                      |  |   |
|                    |                |                        | mazowiecka 45-129  | M, Pś, Pd        | liczny glaukonit                        | zajmuje cały obszar basenu                             | maksymalna miąższości w SW części        | unifikacja litofacjalna na całym obszarze aulakogenu | ciągły                           | górne odbrzeże   |  |   |
|                    |                |                        | włodawska 12-101   | I, M, Pd         | zlepieńce fosforytowe                   | SW część i małe miąższości                             | maksymalna miąższość w SW części         | dwa regiony facjalne: NE (Rosja-I,M); SW (LPSK -Pd)  | ciągły                           | w dolnej części laguna, w górnej bariery piaszczyste (Paczeńska, 1996) |  |   |
| NEOPROTEROZOIK III | brak wydzielen | WEND                   | górny  |                  | lubelska 20-101                         | I, M, Pd   | heterolit I/M/P bardzo drobno-laminowany | brak   | maksymalna miąższość w SW części | szerokie rozprzestrzenienie w całym aulakogonie                        | ciągły   | obszar częściowo osłonięty (Jaworowski, 1978), laguna (Paczeńska, 1996) słone bagna (Jaworowski, 1997); |
|                    |                |                        |  |                  | białopolska 21-92                       | Pd, M  | kwarcowe arenity                         | brak   | centralna część M,I              | grubo-okruchowe ekwiwalenty  | oboczny  | dolne i górne przybrzeże  |
|                    |                |                        |  |                  | siemiatycka 38-81                       | Z, Pg, Pa  | czerwonobrunatne zabarwienie             | NE część - osad grubo-okruchowy                      | tylko N część basenu             | obszary źródłowe-tarcza ukraińska, masyw m-b                           | ciągły ?   | aluwialne (Areń i in., 1979)  |
|                    |                |                        |  |                  | ślawatycka do 372                       | T, Br, Ag<br>B<br>Z, Pg                                | piroklastyki, pokrywy lawowe             | nie występuje w NW i W części basenu                 | występuje na całym obszarze      | pokrywy bazaltowe, stożki wulkaniczne w centrum                        |  | kontynentalny wulkanizm trapowy   |
|                    |                |                        | RYFEJ  | środkowy górny   | luka                                    |  |  |  |                                  | niezgodny  | aluwialne, eoliczne, lagunowe (Areń, 1982; Wichrowska, 1992) |   |
| ?                  |                | środkowy dolny         | poleska 66-298   | Pa               | czerwonopstre zabarwienie               | brak   | E część basenu                           | Wołyń – maksymalna miąższość 1000 m                  |                                  |  |  |   |



**Ryc. 3.** Korelacja bio- i litostratygraficzna utworów wyższego neoproterozoiku, dolnego i środkowego kambry dla przykładowych, reprezentatywnych profili otworów wiertniczych na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Biostratygrafia wg Lendzion (1983b), Moczydłowskiej (1991) oraz Paczeńskiej (1996). Litostratygrafia wg Arenia (1982), Lendzion (1983b) oraz Moczydłowskiej (1991)

**Fig. 3.** Bio- and lithostratigraphical correlation of the upper Neoproterozoic, Lower and Middle Cambrian deposits for the chosen, representative well-sections at the Lublin–Podlasie Slope of East European Craton. Biostratigraphy after Lendzion (1983b), Moczydłowska (1991) and Paczeńska (1996). Lithostratigraphy after Aren (1982), Lendzion (1983b) and Moczydłowska (1991)

Białorusi, Ukrainy, Litwy, Rosji, Mołdawii i Polski obszar ok. 140 000 km<sup>2</sup>, w tym na terytorium Polski 7000 km<sup>2</sup> (Ryka, 1984).

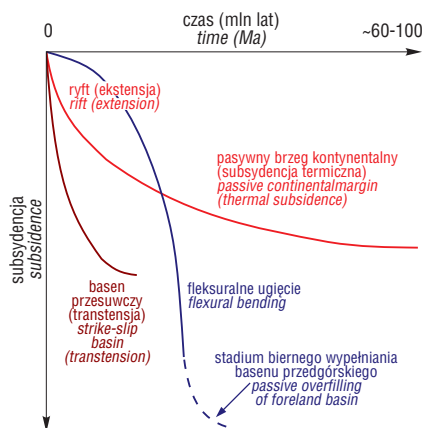
W utworach wulkanogenicznych formacji sławatyckiej wyróżnia się cztery cykle działalności wulkanicznej (Szczepanowski, 1977). Według Bakun-Czubarow i in. (2000) IV. cyklowi wulkanicznemu w rejonie LPSK odpowiadają toleity wołyńskie. W tym ujęciu trzy dolne cykle wulkaniczne LPSK są najstarsze w aulakogenie, a działalność wulkaniczna rozszerzała swój zasięg z SWW ku NNE, czyli w kierunku przeciwnym niż dotychczas przyjmowano (np. Juskowiakowa, 1971; Pendas & Ryka, 1981). Jest to zatem pogląd przeciwstawny do wniosków wynikających z wcześniejszych datowań wskazujących, że lubelsko-podlaskie bazalty są najmłodszymi wulkanitami w obrębie AOW.

Utwory najwyższego neoproterozoiku i kambry reprezentują kontynentalno-marginalnomorskie i pełnomorskie osady basenów, rozwijających się w podlegającej znacznej subsydencji zachodniej krawędzi Baltiki (tab. 2). W basenie LPSK stopniowo rozwijała się transgresja morska, postępująca z SE na NW. Osiągnęła ona pełny rozwój w dolnym kambry. Osady kambry środkowego reprezentują

natomiast regresywną fazę zbiornika kambryjskiego, po której nastąpił okres erozji, doprowadzającej do usunięcia najwyższej części osadów kambry.

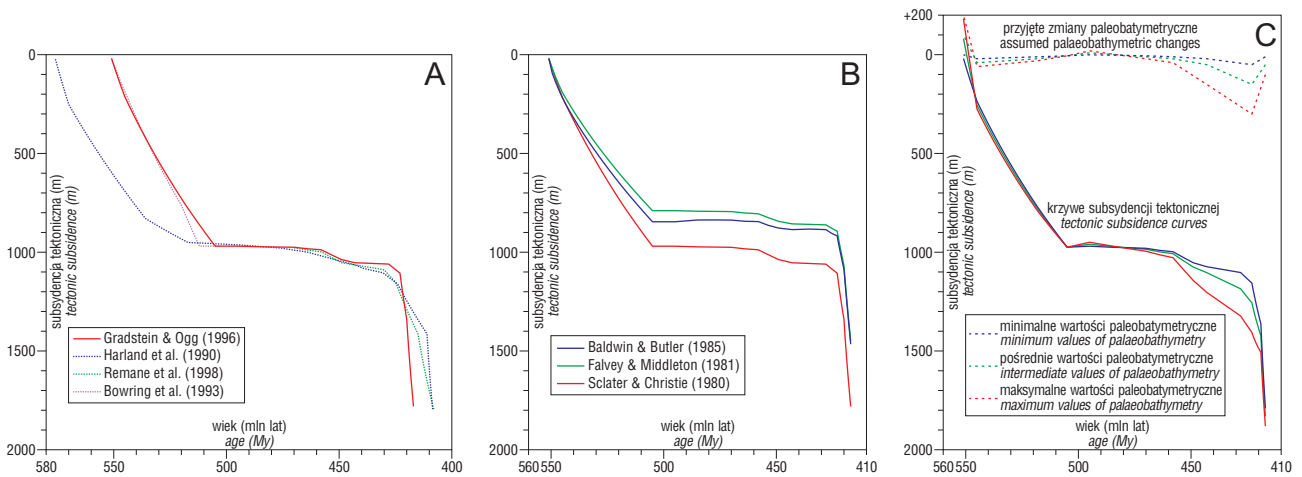
Na zerodowanej powierzchni środkowego kambry występują niezgodnie utwory tremadoku, reprezentowane przez zlepniec podstawowy, a następnie pakiet osadów piaskowcowo-ilastych, wyżej zaś iłowce, iłowki i mułowce (Lendzion i in., 1979). Arenig budują wapień, dolomity, margle, glaukonity, piaskowce glaukonitowe i zlepniec (Modliński, 1982). Miąższość osadów dolnego ordowiku waha się od ok. 20 do ok. 50 m. W lanwirmie i landeilu przeważają osady węglanowe o miąższości ok. 25 m. Karadok reprezentują wapień, margle i iłowce, zaś aszgil iłowce, iłowce wapienne (Modliński, 1982). Łączna miąższość utworów górnego ordowiku sięga ok. 90 m.

Sylur LPSK stanowi ciągłą sekwencję drobnoklastycznych, miejscami marglistych morskich utworów z bogatą fauną, szczególnie graptolitową (Tomczykowa, 1988). W rejonie obniżenia podlaskiego utwory syluru są częściowo zerodowane, podczas gdy w obszarze lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego miejscami jest zachowane przejście syluru w dewon. Dolny sylur reprezentują przede wszystkim iłowce z przewarstwieniami dolomityczno-wapiennych mułowców oraz margli. W obszarze LPSK maksymalne miąższości tych utworów wynoszą ok. 130 m. Miejscami utwory wenloku spoczywają bezpośrednio na górnym ordowiku (Tomczykowa, 1988). Wśród utworów górnego syluru przeważają iłowce, częściowo margliste, cechujące się bardzo dużymi miąższościami. W przypadku zarówno ludowu, jak i pridolu, osiągają one miejscami



**Ryc. 4.** Schematyczny rozwój subsydencji tektonicznej basenów, rozwiniętych w najbardziej typowych reżimach tektonicznych (wg Kneller, 1991; King, 1994)

**Fig. 4.** Simplified tectonic subsidence histories of sedimentary basins formed in most common tectonic settings (after Kneller, 1991; King, 1994)



**Ryc. 5.** Zależność krzywych subsydencji tektonicznej od wybranych parametrów oraz danych użytych w backstrippingu: A — dopuszczalnej zmienności wieków liczbowych, przyjmowanych według różnych tabel stratygraficznych; B — różnic między alternatywnymi, standardowymi modelami dekompakcji; C — dopuszczalnych zakresów wartości paleobatymetrii/paleotopografii. Przykłady dla profilu otworu Łopiennik IG-1

**Fig. 5.** Dependence of tectonic subsidence curves on chosen parameters and data used for backstripping: A — possible variations in numerical ages, accepted after different stratigraphic charts; B — differences between alternative, standard decompaction models; C — possible ranges of values of palaeobathymetry/paleotopography. Examples for Łopiennik IG-1 borehole

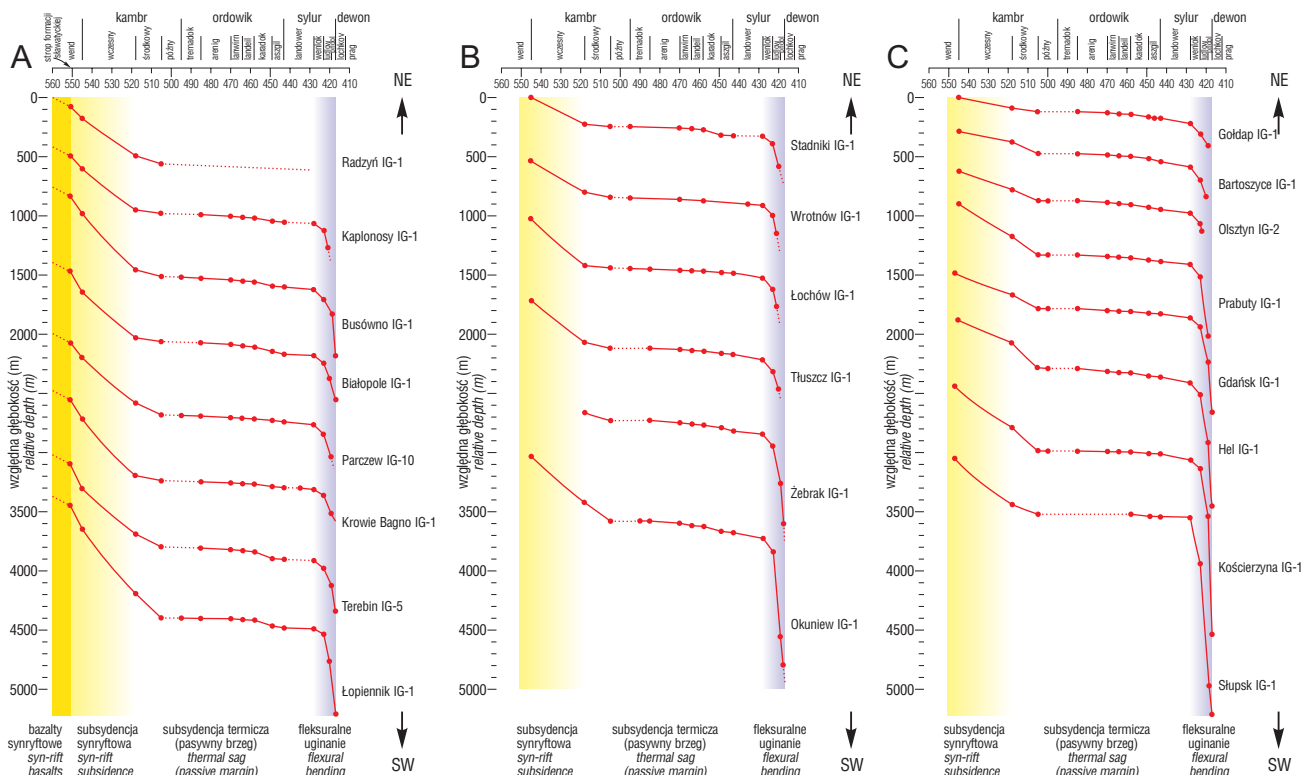
ponad 900 m. Generalnie, dla utworów syluru charakterystyczny jest silny wzrost miąższości z NE ku SW.

W niniejszej pracy głównym obiektem zainteresowania jest rozwój neoproterozoicznego oraz wczesno- i środkowokambryjskiego basenu w obszarze LPSK. Dla utworów tego wieku w tab. 1 przedstawiono wydzielenia biostratygraficzne według Lendzion (1983b), Moczyłowskiej (1991), Pacześnej (1996) oraz schemat wydzieleni litostratygraficznych według Arenia & Lendzion (1978) oraz Are-

nia (1982). Litostratygrafia, opis litologii formacji, ich rozprzestrzenienie i zróżnicowanie regionalne, a także środowiska sedymentacji, zestawiono w tab. 2.

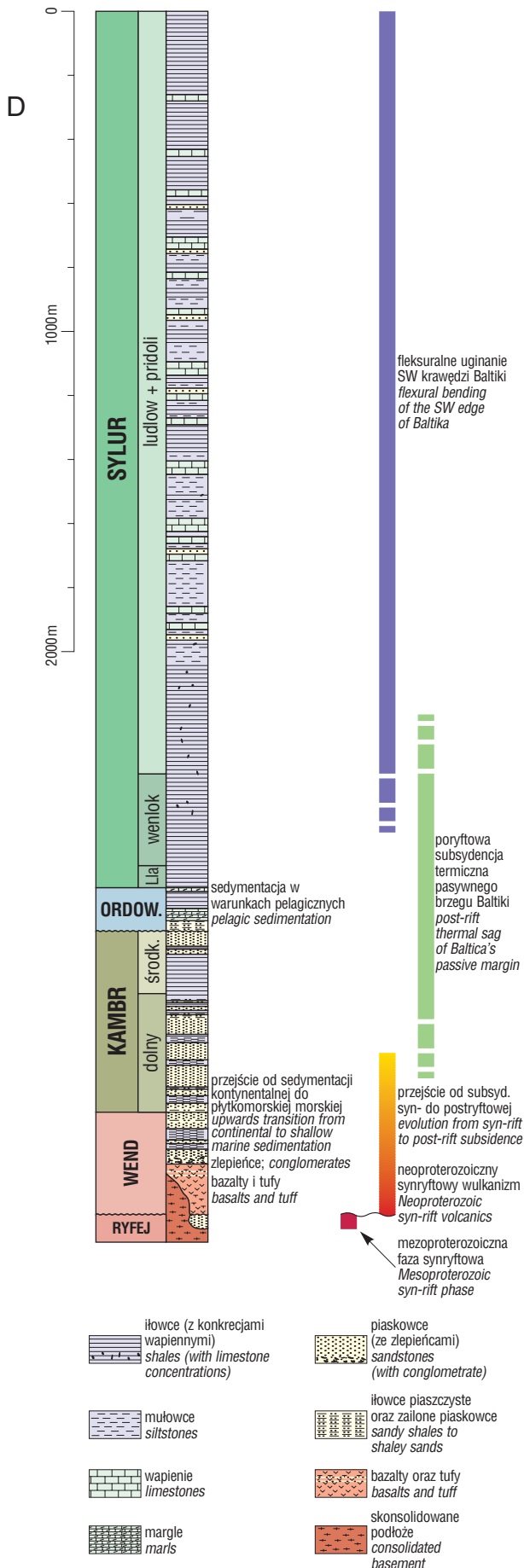
**Metodyka 1-D analizy subsydencji oraz dane wejściowe**

Metodę jednowymiarowej (1-D) analizy subsydencji — backstrippingu (np. McKenzie, 1978; Steckler & Watts, 1978) zastosowano dla wyekstrahowania tektonicznej



**Ryc. 6.** Zestawienie krzywych subsydencji tektonicznej dla: A — lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, B — obniżenia podlaskiego oraz C — basenu bałtyckiego (por. Poprawa i in., 1999)

**Fig. 6.** Graphic compilation of tectonic subsidence curves for A: the Lublin slope of the East European Craton, B — Podlasie Depression and C — Baltic Basin (cf. Poprawa et al., 1999)



składowej subsydenacji z zapisu osadowego wypełnienia basenu. Metoda ta potencjalnie umożliwia identyfikację mechanizmów subsydenacji, odtworzenie ewolucji reżimów tektonicznych panujących w basenie oraz określenie tektonicznego modelu basenu (np. Allen & Allen, 1990; Angevine i in., 1990; Busby & Ingersoll, 1995; por. ryc. 4). Backstripping wykonano z użyciem programu BasinMod 1-D™ (Platte River Associates, Inc.).

Dla 14 profili otworów wiertniczych ilościowo zbilansowano oraz poddano backstrippingowi następujące dane wejściowe: miąższość poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu, ich stratygrafię (wyrażoną wiekiem liczbowym), parametry litologiczne oraz zmiany batymetryczno-topograficzne. Miąższość i litologię poszczególnych wydzieleń przyjmowano według danych publikowanych (np. Areń & Lendzion, 1978; Areń i in., 1979; Jaworowski, 1978, 1997; Modliński, 1982) oraz weryfikowanych, archiwalnych dokumentacji i opracowań.

Biostratygrafia utworów górnego neoproterozoiku III i dolnego paleozoiku w omawianym obszarze oparta jest przede wszystkim na akritarchach, trylobitach, konodontach oraz graptolitach. Przyjęte tu korelacje lito-, bio- i chronostratygraficzne dla utworów neoproterozoiku i kambru przedstawiono w tab. 1. Dodatkową kontrolę wieku analizowanych utworów stanowią datowania metodą U–Pb, przeprowadzone dla ostatniej wkładki tufów z sekwencji wylewnej formacji sławatyckiej, dla której otrzymano wiek izotopowy 551 ±4 mln lat (Compston i in., 1995). Założenie, że jest to również wiek dolnej granicy osadów formacji białopolskiej i siemiatyckiej, zalegających bezpośrednio nad datowanymi utworami (zob. tab. 2), umożliwia włączenie utworów tych formacji do analizy subsydenacji. Przeprowadzony backstripping nie objął natomiast starszych skał osadowych, tj. utworów formacji poleskiej, gdyż brak jest dla nich kontroli stratygraficznej o odpowiedniej precyzji.

Utrudnieniem dla analizy subsydenacji jest częste stosowanie w rejonie LPSK nieformalnych wydzieleń stratygraficznych dla syluru, zwłaszcza górnego. W niniejszej pracy przyjęto za Tomczykową (1988) schemat korelacji lokalnych wydzieleń stratygraficznych z ogólnościowymi, formalnymi wydzieleniami. W szczególności, utwory górnych warstw siedleckich wraz z warstwami podlaskimi zaliczono do pridolu, natomiast utwory środkowych i dolnych warstw siedleckich, wraz z górnymi warstwami mielnickimi do ludlowu.

Geochronologię wydzieleń stratygraficznych przyjęto według tabeli Gradsteina & Ogga (1996), która w przypadku utworów kambru jest zbliżona do założeń Boweringa i in. (1993). W literaturze jednak istnieją w tym zakresie istotne rozbieżności, zwłaszcza w odniesieniu do kambru i syluru (por. Harland i in., 1990; Remane i in., 1998). Jako że potencjalne błędy przy przyjmowaniu wieków liczbowych mogą rzutować na interpretację wyników backstripingu, przeprowadzono analizę ich wpływu na otrzymywane dla LPSK krzywe subsydenacji. Stwierdzono,

**Ryc. 7.** Korelacja poszczególnych faz ewolucji tektonicznej lubelsko-podlaskiego basenu osadowego z rozwojem jego osadowego wypełnienia (syntetyczny profil dla LPSK)

**Fig. 7.** Correlation between the main phases of tectonic evolution of the Lublin–Podlasie sedimentary basin and development of the basin-fill (synthetic profile for LPSK)

że najistotniejsze różnice dotyczą neoproterozoiku III i kambriu, a w mniejszym stopniu także syluru (ryc. 5a). Nie wpływają one jednak w istotny sposób na kształt krzywych subsydencji, a zatem na ich genetyczną interpretację.

W procedurze backstrippingu uwzględniono poprawkę na dekompakcję, która była obliczana według algorytmu Falveya & Middletona (1981). Aby określić możliwy zakres błędu związanego z tą poprawką, obliczenia przeprowadzono również alternatywnymi algorytmami. Otrzymane krzywe subsydencji w wariancie obliczanym według algorytmów Falveya & Middletona (1981) oraz Baldwina & Butlera (1985) niewiele odbiegają od siebie, w przeciwieństwie do krzywej obliczonej według modelu Sclatera & Christiego (1980), przy zastosowaniu którego wykazywana jest wyraźnie większa subsydencja tektoniczna (ryc. 5b). Tym niemniej, również w tym przypadku są to różnice ilościowe, nie mające wpływu na charakter i interpretację krzywych subsydencji.

Uwzględniono ponadto poprawkę izostatyczną, pozwalającą na określenie udziału w całkowitej subsydencji tej jej części, która jest wywołana obciążeniem litosfery przez kolumnę osadów i wody. Poprawka ta była liczona według modelu izostazji Airyego (np. McKenzie, 1978), standardowo używanego w modelowaniach jednowymiarowych. Jak wykazują prace, np. Bartona & Wooda (1984) i Kinga (1994), uproszczenia zawarte w takim modelu nie wprowadzają znaczącego błędu.

Dodatkowo uwzględniono poprawkę batymetryczno-topograficzną, reprezentującą tę część subsydencji basenu, która nie została skompensowana depozycją, oraz tę część wynoszenia lub odsłaniania, która nie została skompensowana erozją. Założenia batymetryczno-topograficzne przyjęto przede wszystkim na podstawie wyników analiz litofacjalnych (np. Jaworowski, 1978, 1997; Modliński, 1982), biofacjal-

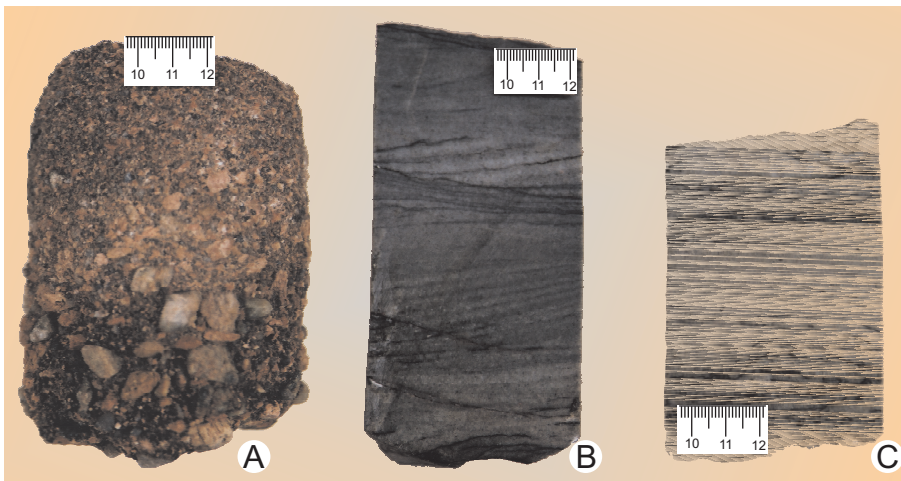
nych (np. Tomczykowa, 1988) oraz ichnofacjalnych (Paczeńska, 1996). W zakresie istotnym dla analizy subsydencji kontrowersje dotyczące batymetrii lub topografii utworów neoproterozoiku III, kambriu i niższej części ordowiku są mało znaczące (ryc. 5c). Wprawdzie znacznie trudniej jest określić głębokość zbiorników, w których deponowane były osady górnego ordowiku i syluru, jednak utwory te charakteryzują się na tyle dużymi przyrostami miąższości w czasie, że niwelują one wpływ dopuszczalnego błędu założeń paleobatymetrycznych (ryc. 5c).

### Rezultaty analizy subsydencji w odniesieniu do wykształcenia facjalnego osadowego wypełnienia basenu

Efektom przeprowadzonego backstrippingu są krzywe subsydencji tektonicznej dla poszczególnych analizowanych profili. Zestawiono je osobno dla lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 6a) oraz dla obniżenia podlaskiego (ryc. 6b). Dla porównania załączono również reprezentatywne przykłady krzywych subsydencji dla basenu bałtyckiego (ryc. 6c; zob. Poprawa i in., 1997b, 1999). Wyniki backstrippingu wykazują obecność spójnego charakteru subsydencji w całym obszarze LPSK, jednocześnie zbliżonego do rozwoju subsydencji basenu bałtyckiego. Indywidualizują się tu dwa zasadnicze, basenotwórcze zdarzenia tektoniczne, tj. późnoneoproterozoiczno-wczesnokambryjskie oraz późnosylurskie. W obu przypadkach ich intensywność generalnie wzrasta z NE ku SW (ryc. 6a–c).

W obszarze LPSK pierwsze zdarzenie tektoniczne zostało poprzedzone depozycją osadów formacji poleskiej (Areń, 1982; ), a następnie, po długotrwałym okresie erozji, aktywnością wulkaniczną i powstaniem utworów formacji sławatyckiej (np. Juskowiakowa, 1971; Ryka, 1984; Bakun-Czubarow i in., 2000). Wylewy bazaltowe bezpośrednio poprzedzają szybką subsydencję basenu w późnym neoproterozoiku III (ryc. 6a), tj. w czasie depozycji utworów formacji białopolskiej/siemiatyckiej, lubelskiej oraz większej części formacji włodawskiej. Jednak z uwagi na brak odpowiedniej kontroli stratygraficznej backstripping nie obejmował tych utworów, a zatem nie mógł rozstrzygnąć ich relacji do omawianego zdarzenia.

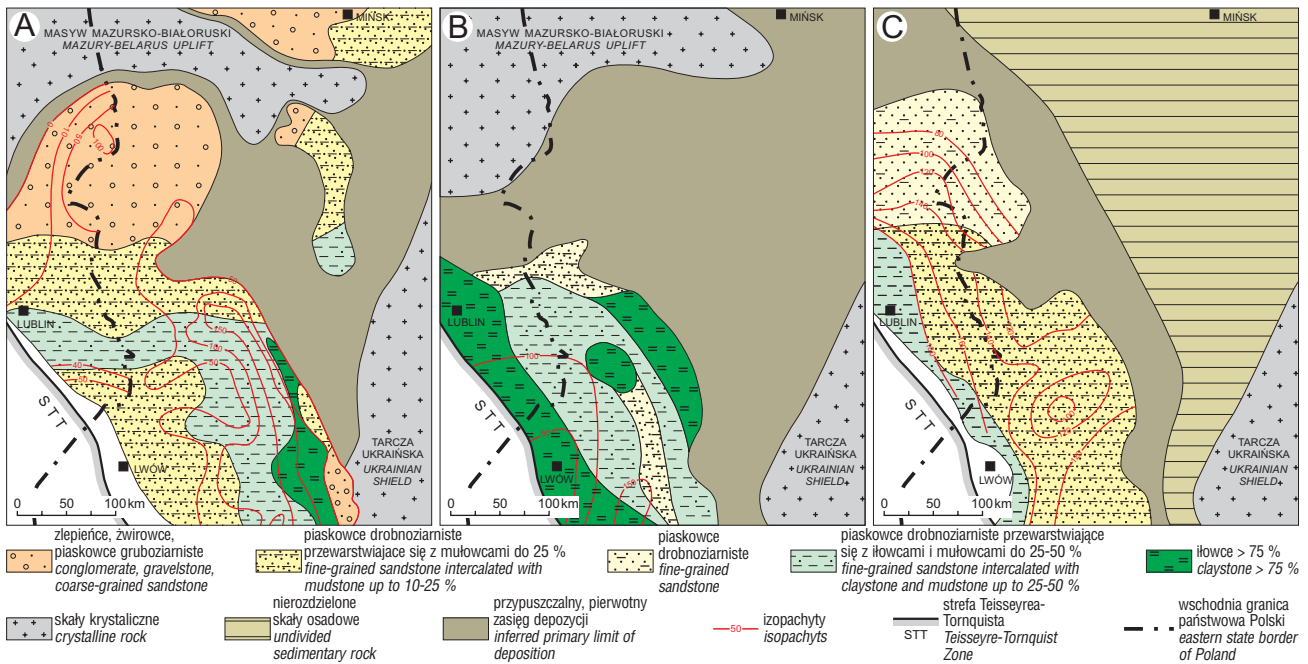
W pierwszej fazie szybkiej subsydencji w późnym neoproterozoiku III były deponowane kontynentalne piaskowce i arkozy formacji siemiatyckiej (ryc. 8a) oraz marginalnomorskie mułowce i piaskowce formacji białopolskiej (ryc. 8b). Utwory te charakteryzuje oboczna zmienność facjalna (ryc. 8a, b, 9, 10) oraz prawdopodobne występowanie w utworach gruboziarnistych podwyższonych, synsedymencyjnych upadów



**Ryc. 8.** A — W spągu rdzenia zlepniac polimiktyczny, przechodzący ku górze w piaskowiec arkozowy. Fluwialne osady górnoneoproterozoicznej formacji siemiatyckiej. Otwór Krzyże-4, głębokość 762,0 m; B — Drobnziarnisty piaskowiec z warstwowaniem przekątnym dużej skali. Osady górnego przybrzeża górnoneoproterozoicznej formacji białopolskiej, będącej facjalnym, obocznym odpowiednikiem formacji siemiatyckiej. Otwór Łopiennik IG-1, głębokość 5486,9 m; C — Bardzo drobnziarnisty piaskowiec z cienkimi laminami mułowca i warstwowaniem smużystym. Osady lagunowe dolnej części formacji włodawskiej, najwyższy neoproterozoik III. Otwór Białopole IG-1, głębokość 2849,7 m. Fot. J. Paczeńska

**Fig. 8.** A — At the base of the core sample a polymictic conglomerate, which passes up into arcose sandstone. Fluvial deposits of the upper Neoproterozoic Siemiatyce Formation. Krzyże-4 borehole, depth 762.0 m. B — Fine-grained sandstone with large scale cross bedding. Upper shoreface deposits of the upper Neoproterozoic Białopole Formation, which is lateral facies equivalent of Siemiatyce Formation. Łopiennik IG-1 borehole, depth 5486.7 m. C — Very fine-grained sandstone with thin mudstone laminae and flaser bedding. Lagoon deposits of the lower part of Włodawa Formation, the uppermost Neoproterozoic III. Białopole IG-1 borehole, depth 2849.7 m. Fot. J. Paczeńska





**Ryc. 9.** Schematy rozmieszczenia stref litofacjalnych wybranych formacji LPSK oraz ich odpowiedników litostratygraficznych w AOW: A — osadów górnego neoproterozoiku III formacji siemiatyczej i białopolskiej, B — osadów najwyższego neoproterozoiku III — najniższego dolnego kambru formacji lubelskiej i włodawskiej, C — osadów dolnego kambru formacji radzyńskiej i kapłonoskiej. Kompilacja według prac Arenia (1982), Bessonovej & Kirsanova (1987a, 1987b), Rozanova & Kirsanova (1987) oraz Kiryanova (1987)

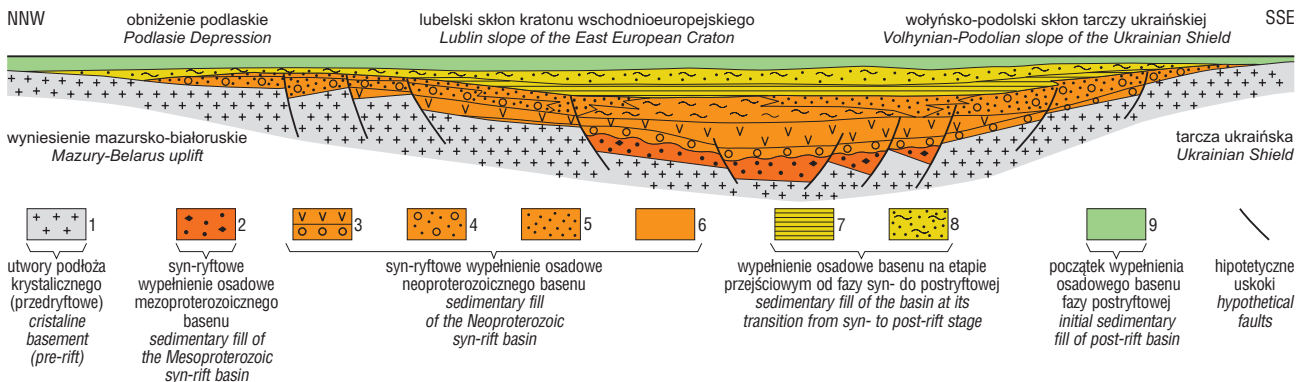
**Fig. 9.** Schemes of distributions of lithofacies zones for certain formations at the LPSK and their equivalents in AOW: A — the upper Neoproterozoic III Siemiatycze and Białopole formations, B — the upper-most Neoproterozoic III to lower-most Lower Cambrian Lublin and Włodawa formations, C — the Lower Cambrian Radzyń and Kapłonosy formations. Compilations after works of Arenia (1982), Bessonova & Kirsanov (1987a, 1987b), Rozanov & Kirsanov (1987) and Kiryanov (1987)

(Arenia, 1982). Nie jest zatem wykluczone, że utwory te były deponowane w czasie aktywności synryftowych uskoków ekstensyjnych. W odniesieniu natomiast do starszych osadów formacji poleskiej, nie objętych tu analizą subsydencji, wykazano, że były deponowane w ekstensyjnych rowach (np. Mahnatsch in., 1976). Aktywności ekstensyjnych struktur wzdłuż AOW w czasie depozycji wulkanogenicznych utworów formacji sławatyckiej dowodzą natomiast badania Bakun-Czubarow i in. (2000).

Powyżej w profilu pojawiają się osady morskie, wykształcone w postaci drobnołaminowanych heterolitów piaskowcowych i mułowcowych z wkładkami iłowców (formacja lubelska), a wyżej ciemnoszarych lub czarnych iłowców i mułowców, przewarstwiających się z piaskowca-

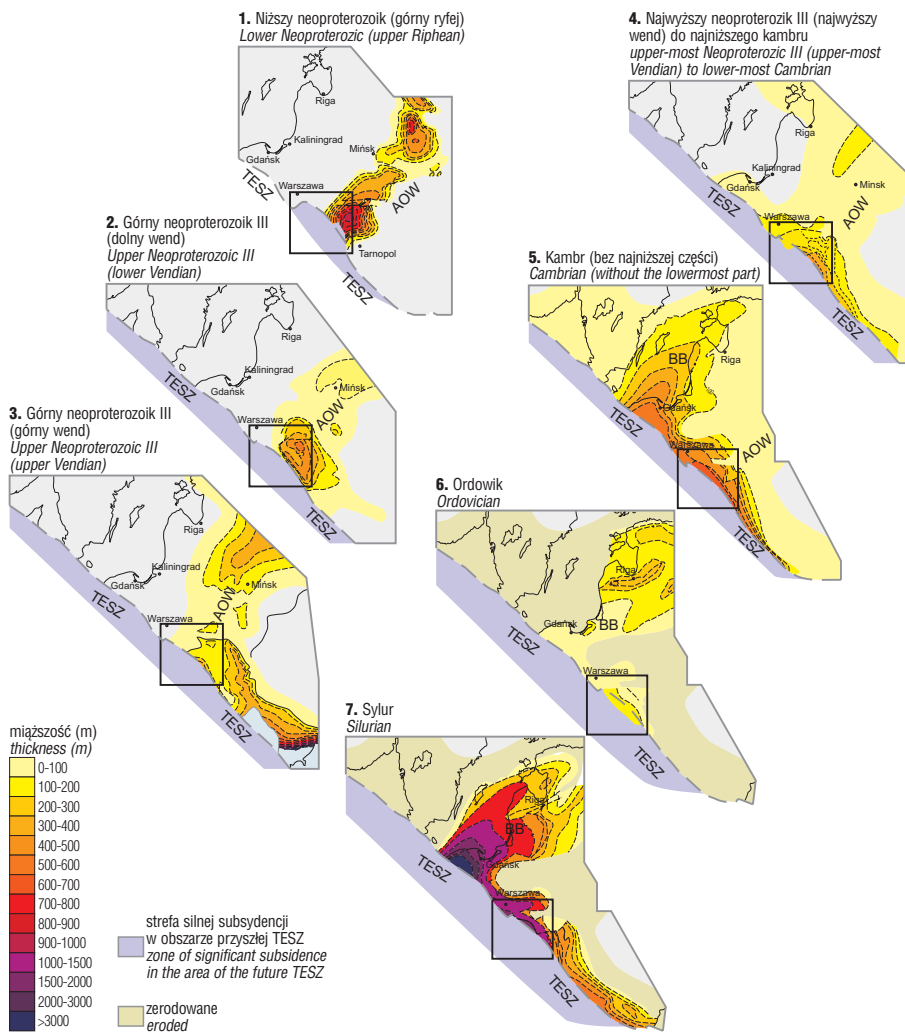
mi drobnoziarnistymi (formacja włodawska; zob. ryc. 8c; tab. 2; np. Jaworowski, 1978, 1997; Pacześna, 1996). Charakterystyczna dla tego okresu rozwoju basenu jest zatem generalnie zmniejszająca się frakcja oraz oboczne ujednoczenie facjalne (ryc. 9, 10), co znamionuje brak aktywności ekstensyjnych uskoków w czasie depozycji utworów formacji lubelskiej i włodawskiej. Tym niemniej, krzywe subsydencji tektonicznej wskazują, iż utwory te osadzały się w trakcie kontynuującego się, pierwszego zdarzenia tektonicznego.

We wczesnym kambrze, tj. w czasie depozycji utworów najwyższej części formacji włodawskiej, mazowieckiej oraz radzyńskiej+kapłonoskiej, tempo subsydencji nieznacznie zmalało, w środkowym kambrze natomiast



**Ryc. 10.** Schematyczny przekrój przez górnoproterozoiczno-kambryjski, ryftowy basen lubelsko-podlaskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, prezentujący model rozkładu litofacji jego osadowego wypełnienia oraz propozycję ich korelacji z tektonicznymi fazami rozwoju ryftu

**Fig. 10.** Schematic cross-section through the upper Proterozoic-Cambrian rift basin of the Lublin-Podlasie slope of East European Craton, showing model of lithofacies distribution of its sedimentary fill and a proposition of their correlation with the rift phases



**Ryc. 11.** Rozwój neoproterozoicznych (ryfejskich i wendyjskich) oraz dolnopaleozoicznych depocentów depozycji w zachodniej części paleokontynentu Baltiki (wg Gareckij i in., 1987). TESZ — strefa szwu transeuropejskiego; AOW — aulakogen Orsza–Wołyń; BB — basen bałtycki  
**Fig. 11.** Evolution of the Neoproterozoic (Riphean and Vendian) and Lower Palaeozoic depocentres of the western part of palaeocontinent Baltica (after Gareckij et al., 1987). TESZ — Trans-European Suture Zone; AOW — Orsha–Volyn aulacogen; BB — Baltic Basin

spowolnienie subsydencji było już wyraźniejsze (ryc. 6). W tym przedziale czasu osadzone były klastyczne utwory, wykazujące relatywnie niewielką, oboczną zmienność facjalną (ryc. 9, 10). W środkowym kambrze mają one charakter regresywny (Paczeńska, 1996), po czym na przełomie środkowego i późnego kambru rozpoczął się epizod erozji. We wczesnym i środkowym ordowiku nadal utrzymywała się bardzo wolna subsydencja (ryc. 6), równoczesna z relatywnym ujednoczeniem facjalnym (Modliński, 1982).

Generalny charakter krzywych subsydencji dla późnego neoproterozoiku III, kambru oraz wczesnego i środkowego ordowiku basenu lubelsko-podlaskiego, odznaczający się systematycznym wygasaniem subsydencji w czasie (ryc. 6), jest charakterystyczny dla basenów ryftowych, powstałych w wyniku litosferycznej ekstensji (por. ryc. 4). Na podstawie wyników analizy subsydencji oraz wykształcenia facjalnego osadów wypełnienia basenu — za utwory późneoproterozoicznej fazy synryftowej można uznać lawy bazaltowe i wulkanoklastyki formacji sławatyckiej oraz osady formacji białopolskiej i siemiatyckiej, których depocentra prawdopodobnie rozwijały się w reżimie ekstensyjnym (ryc. 7, 10). Na obecnym etapie

badań nie można jednak całkowicie wykluczyć, że wygasająca w czasie subsydencja i rozwój basenu lubelsko-podlaskiego jest wynikiem studzenia po aktywności wulkanicznej w neoproterozoiku III, bez udziału aktywnej ekstensji litosferycznej. W fazie synryftowej, oprócz narastania subsydencji ku krawędzi kratonu, jest obserwowana silniejsza subsydencja w tych otworach, które są położone wzdłuż SW przedłużenia aulakogenu Orsza–Wołyń (ryc. 6; por. ryc. 11).

Wykształcenie facjalne wyżej leżących utworów formacji lubelskiej i włodawskiej wyklucza możliwość uwarunkowywania ich depocentrow przez struktury ekstensyjne. Sugeruje to stopniowe przechodzenie w tym czasie basenu w fazę postryftowej subsydencji termicznej (ryc. 10). Dalszy rozwój subsydencji oraz wykształcenie facjalne basenu w kambrze oraz wczesnym i środkowym ordowiku są również charakterystyczne dla fazy postryftowej. Dodatkową, istotną przesłanką, potwierdzającą taką interpretację jest generalne rozszerzanie się zasięgu basenu oraz brak lokalnych kontrastów miąższości.

Charakter krzywych subsydencji dla neoproterozoiku III, kambru i ordowiku, typowy dla basenów ryftowych, jest generalnie zachowany we wszystkich, analizowanych tu wariantach tabel stratygraficznych dla kambru (ryc. 5a). Tym niemniej, uwzględniając w obliczeniach wieki liczbowe według tabeli Harlanda i in. (1990) subsydencja łagodnie wygasa w czasie zgodnie z mechanizmem opisanym już przez McKenzię (1978). Natomiast w preferowanym w niniejszej pracy wariantcie, przyjmującym wieki liczbowe według tabeli Gradsteina i Oggę (1996), na granicy środkowego i późnego kambru w niektórych profilach następuje załamanie krzywych, poprzedzające epizod erozji (ryc. 5a, 6). Zjawisko to nie jest bezpośrednio przewidywane przez model basenu ryftowego, a jego geneza wymaga dodatkowego wyjaśnienia.

Wyniki analizy subsydencji pozwalają stwierdzić, że począwszy od późnego ordowiku rozpoczyna się drugi etap tektonicznego rozwoju basenu lubelsko-podlaskiego. Charakteryzuje się on systematycznym wzrostem tempa subsydencji tektonicznej w czasie, której maksimum następuje w późnym sylurze. W ludlowie, a zwłaszcza w pridolu, subsydencja przybiera bardzo gwałtowny charakter. W efekcie krzywe subsydencji tektonicznej dla późnego ordowiku oraz syluru mają charakterystyczny kształt „kolano-owy” (ryc. 6), który jest uważany za wskaźnikowy dla kompresyjnego reżimu tektonicznego (por. ryc. 4; np.

Allen & Allen, 1990; Angevine i in., 1990; King, 1994). Ponadto w późnym ordowiku oraz sylurze jest obserwowany systematyczny przyrost subsydencji tektonicznej z NE ku SW, tj. ku krawędzi kratonu. Taki rozwój basenu można uznać za charakterystyczny dla mechanizmu fleksuralnego uginania płyty. Jednocześnie wyniki analizy subsydencji same w sobie są niewystarczające dla określenia genezy fleksuralnego uginania.

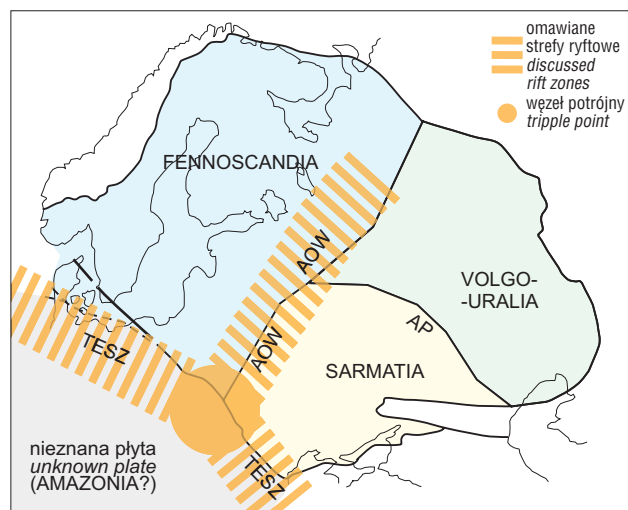
### Tektoniczny model neoproterozoiczno-dolnopaleozoicznego basenu lubelsko-podlaskiego — dyskusja

Położenie lubelsko-podlaskiego basenu na przedłużeniu aulakogenu Orsza–Wołyń (ryc. 1) oraz obecność na tym obszarze neoproterozoicznych law bazaltowych (ryc. 3, 10) stanowiły dla wielu autorów przesłanki do interpretacji mezo- do neoproterozoicznej ewolucji omawianego obszaru w kategoriach aulakogenu, tj. zamarłego ryftu (Kubicki i in., 1972; Pożaryski, 1977; Guterch, 1977; Pożaryski & Kotański, 1979; Znosko, 1979; Ryka, 1984; Moczydłowska, 1988; Bakun-Czubarow i in., 2000). Przeprowadzona analiza subsydencji (ryc. 6) oraz analiza rozwoju facjalnego osadowego wypełnienia basenu lubelsko-podlaskiego (por. ryc. 8–9; tab. 2) pozwoliły na uzupełnienie tych poglądów o hipotezę, prowadzącą do ujęcia późnoneoproterozoiczno-kambryjsko-ordowickiej ewolucji basenu w spójny model basenu ryftowego (por. Poprawa & Paczeńska, 1999, 2000). Przyjęto zatem, że rozwój ryftu w obszarze LPSK nie zamarł z końcem aktywności wulkanicznej, lecz kontynuował się w późnym neoproterozoiku III, a jego konsekwencje w postaci subsydencji termicznej trwały, co najmniej do środkowego ordowiku.

W rozwoju basenu można wyróżnić późnoneoproterozoiczną fazę synryftową, cechującą się szybką subsydencją (ryc. 6), aktywnością wulkaniczną o charakterze zasadowym (Ryka, 1984; Bakun-Czubarow i in., 2000), obecnością przegrzania o przypuszczalnej genezie ryftowej (Moczydłowska, 1988) oraz prawdopodobną obecnością ekstensyjnych struktur, angażujących osadowe i wulkaniczne wypełnienie synryftowego basenu (ryc. 10; por. Areń, 1982; Bakun-Czubarow i in., 2000). W prezentowanym ujęciu faza ta obejmuje okres depozycji utworów formacji sławatyckiej oraz białopolskiej i siemiatyckiej (ryc. 10).

Począwszy od okresu depozycji utworów formacji lubelskiej i włodawskiej, tj. późnego neoproterozoiku III–wczesnego kambru (zob. tab. 1), rozpoczyna się faza postryftowej subsydencji termicznej, która zdominowała tektoniczną ewolucję LPSK, aż do środkowego ordowiku (ryc. 6). Cechami charakterystycznymi dla fazy postryftowej basenu lubelsko-podlaskiego są: systematycznie słabnąca subsydencja (ryc. 6), wygasanie aktywności ekstensyjnych struktur (por. ryc. 10) oraz generalne rozszerzanie się zasięgu basenu, zwłaszcza w ordowiku (por. Modliński, 1982). Według przyjętej tu interpretacji mechanizm subsydencji termicznej jest związany ze studzeniem systemu po przegrzaniu (por. np. McKenzie, 1978; Steckler & Watts, 1978; Allen & Allen, 1990; Angevine i in., 1990), będącym efektem neoproterozoicznej ekstensji.

Alternatywnie, negując przesłanki na obecność w basenie neoproterozoicznych struktur ekstensyjnych, rozpatrywać można modyfikację omawianego modelu, przyjmującą iż przeważającym czynnikiem powodującym subsydencję termiczną było studzenie litosfery, będące następstwem jej pasywnego przegrzania w czasie aktyw-



**Ryc. 12.** Segmenty (mikropłyty) składające się na proterozoiczny superkontynent Rodinii w jego części obejmującej Baltikę (wg Gorbatshev & Bogdanova, 1993) oraz płytę zamykającą ją od SW (wg Sadowski & Bettencourt, 1996; Torsvik et al., 1996). Zaznaczono ponadto lokalizacje głównych, proterozoicznych oraz wczesnokambryjskich stref ryftowych i ich relacje względem segmentów Rodinii, jak również lokalizację węzła potrójnego (por. Pożaryski & Kotański, 1979). TESZ — strefa szwu transeuropejskiego; ryftowanie w neoproterozoiku III, prawdopodobnie również w późnym mezoproterozoiku-wczesnym neoproterozoiku. AOW — aulakogen Orsza–Wołyń; ryftowanie w późnym mezoproterozoiku-wczesnym neoproterozoiku, zaś w SW jego części reaktywacja w neoproterozoiku III. AP — aulakogen Paczelmy. Węzeł potrójny, ukształtowany prawdopodobnie już w późnym mezoproterozoiku-wczesnym neoproterozoiku (Pożaryski & Kotański, 1979; Żelaźniewicz i in., 1997), został reaktywowany w neoproterozoiku III

**Fig. 12.** Segments (microplates) composing the Proterozoic supercontinent Rodinia in its part covering Baltica (after Gorbatshev & Bogdanova, 1993) and a plate attached to it from SW (after Sadowski & Bettencourt, 1996; Torsvik et al., 1996). The schema shows also main Proterozoic and Early Cambrian rift zones and their relation to segments of Rodinia, as well as location of triple point (cf. Pożaryski & Kotański, 1979). TESZ — Trans-European Suture Zone; rifting during the Neoproterozoic III, possibly also during the late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic. AOW — Orsha–Volyn aulacogen; rifting during the late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic, and in its SW part reactivation during the Neoproterozoic III. AP — Paczelma aulacogen. The triple-point, which was established probably during the late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic (Pożaryski & Kotański, 1979; Żelaźniewicz et al., 1997), was reactivated during the Neoproterozoic III

ności wulkanicznej w późnym neoproterozoiku. Mechanizm taki, mimo iż może mieć wkład w rozwój LPSK, nie tłumaczy jednak ewolucji górnoproterozoicznych, kambryjskich i ordowickich basenów SW skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, które są genetycznie powiązane z basenem tu omawianym (por. Poprawa i in., 1999; Poprawa & Paczeńska, 2000), w związku z czym w niniejszej pracy nie został on uznany za dominujący.

Basen lubelsko-podlaski rozwinął się na skrzyżowaniu ponadregionalnych struktur tektonicznych, tj. AOW oraz wschodniego obrzeżenia TESZ (ryc. 1). Obie te strefy zaznaczają się podwyższoną aktywnością tektoniczną w mezo- i neoproterozoiku, zaś TESZ również we wczesnym paleozoiku. Wyraża się to m.in. zwiększoną subsydencją

(ryc. 6) wzdłuż omawianych stref, co z kolei uwidacznia się w rozkładzie centrów depozycji w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 11; Mahnatsch i in., 1976; Garekij i in., 1986; Nikishin i in., 1996). Prowadzi to do wniosku, że proces ryftowania przebiegał wzdłuż obu stref, a LPSK wraz z obszarem na SW od niego stanowił strefę węzła potrójnego (por. Pożaryski & Kotański, 1979; Poprawa & Paczeńska, 1999; Żelaźniewicz i in., 2001). Jego dwa ramiona, pokrywające się z późniejszą TESZ utworzyły strefę ryftową, prowadzącą do rozpadu super-kontynentu Rodinii, natomiast ramię stanowiące AOW zamarło. Wyraża się to m.in. stopniowym zanikiem centrów depozycji związanych z AOW począwszy od najwyższego neoproterozoiku III (najwyższego wendy), w kambry, a szczególnie w ordowiku, przy równoczesnym rozwijaniu się basenów tego wieku wzdłuż TESZ (ryc. 10). Odnosząc rozwój omawianych stref ryftowych do struktury ich podłoża krystalicznego (Gorbatshev & Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 1997) można zauważyć, że zarówno strefy ryftowe związane z AOW, jak i TESZ, rozwinęły się na starszych założeniach tektonicznych. Stanowiły je granice indywidualnych jednostek strukturalnych, tj. Fennoskandii, Sarmatii oraz, przyjmując rekonstrukcję Sadowskiego & Bettencourta (1996), także Amazonii (ryc. 12). Permanentna aktywność tektoniczna TESZ w fanerozoiku częściowo mogła mieć swoje źródło w mezo- i/lub neoproterozoicznym ryftowaniu, które doprowadziło do osłabienia tej strefy i zwiększyło jej podatność na reaktywację.

Proces ryftowania i rozwój synryftowych centrów depozycji rozpoczął się w obrębie AOW już w późnym mezoproterozoiku, bądź wczesnym neoproterozoiku (np. Mahnatsch i in., 1976; Bogdanova i in., 1997), zaś charakterystyczne dla fazy postryftowej rozszerzanie się zasięgu tego basenu oraz zmniejszanie się w jego obrębie kontrastów miąższości jest widoczne w czasie depozycji utworów najwyższego neoproterozoiku III — wendy (ryc. 11). Pożaryski & Kotański (1979) oraz Żelaźniewicz i in. (1997) zasugerowali, że w przybliżeniu równocześnie z tym etapem rozwoju AOW mogło zachodzić ryftowanie wzdłuż strefy TESZ, prowadzące do rozwoju węzła potrójnego. W tym ujęciu ryft wzdłuż TESZ byłby starszy od kadomskiego orogenu na przedpolu i wiązałyby się z inicjalną lub główną fazą rozpadu Rodinii (por. np. Meert & Powell, 2001; Kah & Bartley, 2001).

Koncepcja taka jest jednak trudna do zweryfikowania, gdyż w strefie TESZ synryftowe utwory górnego mezoproterozoiku–dolnego neoproterozoiku nie zostały rozpoznane. Wiązać się to może z ich potencjalnym występowaniem na bardzo dużych głębokościach. Jednakże w strefie AOW miąższość synryftowych, prawdopodobnie górnomezoproterozoicznych utworów formacji poleskiej (Mahnatsch i in., 1976) zmniejsza się od Wołynia ku postulowanemu węzłowi potrójnemu, a w zachodniej części LPSK utwory te całkowicie zanikają. Ponadto, przy założeniu ryftowania na przełomie mezo- i neoproterozoiku we wschodnim obrzeżeniu strefy TESZ należałoby oczekiwać osadów niższego neoproterozoiku, rozwiniętych na pasywnym brzegu w fazie postryftowej. Utworów takich nie rozpoznano, aczkolwiek teoretycznie może to być tłumaczone intensywną erozją, poprzedzającą reaktywację tektoniczną omawianego obszaru w późnym neoproterozoiku III (zob. tab. 1, 2).

Z kolei izotopowe datowania synryftowych bazaltów na Wołyniu, dla których otrzymano wieki 625–590 mln lat (Sokolov & Fedonkin, 1990), oraz datowania tufów w strobie wulkaniczno-piroklastycznej sekwencji w rejonie lubelskim, dla których uzyskano wiek 551 ±4 mln lat (Compston i in., 1995), wskazują, że ryftowa aktywność wulkaniczna w SW części AOW miała miejsce nieomal do końca neoproterozoiku III. Ponadto charakterystyczny dla fazy postryftowej typ subsydencji termicznej zaobserwować można w najpóźniejszym neoproterozoiku III, kambry i ordowiku wzdłuż SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, tj. wzdłuż TESZ (ryc. 6; Poprawa i in., 1999; Poprawa & Paczeńska, 1999). Wstępne szacunki wieku rozpoczęcia ryftowania z krzywych subsydencji, mimo iż charakteryzują się niską precyzją, wskazują na szeroki przedział ok. 600–550 mln lat (Poprawa & Paczeńska, 2000). Wraz z omówionymi tu przesłankami, wskazującymi na synryftową ekstensję w basenie lubelsko-podlaskim w późnym neoproterozoiku, sugeruje to, iż aktywność ryftu w strefie węzła potrójnego południowo-wschodniej Polski trwała nieomal do końca neoproterozoiku.

W prezentowanym modelu również dalej ku NW wzdłuż TESZ, tj. w rejonie basenu bałtyckiego, aktywność ryftowa miała miejsce w późnym neoproterozoiku (por. Poprawa i in., 1999). Znajduje to potwierdzenie w obecności neoproterozoicznych rowów ekstensyjnych na południowo-zachodnim Bałtyku, stwierdzonych na podstawie danych sejsmicznych przez Lassena i in. (2001). W takim ujęciu osady kambry basenu bałtyckiego generalnie reprezentują depozycję już w postryftowej fazie rozwoju basenu. Natomiast utwory najwyższego neoproterozoiku III (najwyższego wendy)–dolnego kambry, tj. utwory formacji żarnowieckiej, stanowią, podobnie jak formacje lubelska i włodawska na LPSK (por. ryc. 10), zapis przejścia od fazy syn- do postryftowej.

Otrzymane wyniki prowadzą do postawienia hipotezy, że rozwój ryftu wzdłuż SW krawędzi Baltiki, tj. wzdłuż późniejszej TESZ, doprowadził do oderwania płyty zamykającej Baltikę od SW (ryc. 12) i do otwarcia basenu (oceanu?) Tornquista (por. Nikishin i in., 1996; Poprawa i in., 1999). Natomiast kambryjskie oraz wczesno- i środkowo-ordowickie baseny SW skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, w tym także basen lubelsko-podlaski (ryc. 11), rozwijające się wskutek postryftowej subsydencji termicznej (ryc. 6), stanowiły pokrywę osadową pasywnego brzegu kontynentalnego Baltiki.

Jak wykazują Żelaźniewicz i in. (1997, 2001) oraz Żelaźniewicz (1998) orogen kadomski rozpoznany na blokach górnośląskim i małopolskim, tj. na SW od analizowanego obszaru, mógł powstać w wyniku kolizji tych bloków z Baltiką w neoproterozoiku. Stoi to zatem w sprzeczności z sugerowaną powyżej dywergencją wzdłuż TESZ. Jednak w preferowanym tu modelu przyjęto, że obecna pozycja kadomskiego orogenu na blokach małopolskim i górnośląskim w stosunku do kratonu wschodnioeuropejskiego może nie być reprezentatywna dla neoproterozoiku III i kambry, np. z uwagi na możliwość występowania fanerozoicznych ruchów przesuwczych wzdłuż TESZ (np. Lewandowski, 1993). Przesłanką na rzecz takiej hipotezy jest również obecny kontrast między wykształceniem neoproterozoicznych utworów na bloku małopolskim, w tym w jego SE części, oraz na krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego w obszarze LPSK. O ile bowiem te pierwsze

charakteryzują się metamorfizmem niskiego stopnia (skały anchimetamorficzne), jak również silnym zaangażowaniu tektonicznym, związanym z procesami orogenicznymi, to na LPSK utwory tego wieku są zupełnie pozbawione przejawów metamorfizmu oraz deformacji kompresyjnych.

Innym możliwym kompromisem między otrzymanymi tu rezultatami a modelem kadomskiej kolizji wzdłuż SW krawędzi Baltiki (Żelaźniewicz, 1998) jest założenie, że późnoneoproterozoiczny ryft wzdłuż TESZ rozwijał się tuż po kadomskiej orogenezie, tj. ok. 560–550 mln lat, nie prowadząc ponadto do znaczącej dywergencji płyt litosferycznych. Taki model jest również możliwy do pogodzenia z proponowanym przez Belkę i in. (2000) bliskim położeniem Baltiki w stosunku do bloku małopolskiego w środkowym kambrze. Nie rozwiązuje on jednak problemu występowania omówionych w niniejszej pracy przejawów późnoneoproterozoicznej (~630–550 mln lat) aktywności ryftowej w SW części AOW.

Ryftowanie wzdłuż SW krawędzi Baltiki, w tym także w obszarze LPSK, koreluje się z globalnym zdarzeniem ryftowym, występującym ok. 625–550 mln lat. Stwierdzono je stosując m.in. analizę subsydencji dla neoproterozoicznych i dolnopaleozoicznych basenów sedymentacyjnych występujących we wschodniej oraz zachodniej Północnej Ameryce, północno-zachodniej Argentynie, Bliskim Wschodzie, północno-zachodniej Australii, a także północno-zachodnim oraz południowo-zachodnim kratonie wschodnioeuropejskim (Bond i in., 1984; Piper, 1985; Hussein & Hussein, 1990; Levy & Christie-Blick, 1991; Kominz, 1995; Poprawa i in., 1999; Greiling i in., 1999).

W odniesieniu do procesu rozpadu Rodinii i jej rekonfiguracji w Pannotii, wyrażających się powszechnie obserwowanym ryftowaniem, zachodzącym w przedziale czasu od ok. (830?)750 mln lat do ok. 550 mln lat (np. Bond i in., 1984; Piper, 1985; Kumpulainen & Nystuen, 1985; Moores, 1991; Dalziel, 1992; Powell i in., 1993; Torsvik i in., 1996, 2001; Li i in., 1999; Meert & Powell, 2001; Kah & Bartley, 2001), omawiany tu proces jest relatywnie młody i wiąże się z ostatnią fazą rozpadu super-kontynentu lub jego pozostałości. Z kolei początek rozwoju ryftu w strefie AOW w mezoproterozoiku (por. Mahnatsch i in., 1976; Gareckij i in., 1986; Nikishin i in., 1996; Bogdanova i in., 1997) można korelować z najwcześniejszą fazą niestabilności i rozpadu Rodinii.

Biorąc pod uwagę obecność przejawów ryftowania w SW części AOW jeszcze w neoproterozoiku III, przynajmniej częściowo równoczesnych z ryftowaniem wzdłuż TESZ, można postawić tezę, że węzeł potrójny południowo-wschodniej Polski (ryc. 12), prawdopodobnie ukształtowany już w późnym mezoproterozoiku-wczesnym neoproterozoiku (Pożaryski & Kotański, 1979; Żelaźniewicz i in., 1997), uległ reaktywacji w neoproterozoiku III.

Kolejny, genetycznie odmienny etap rozwoju basenu lubelsko-podlaskiego rozpoczął się w późnym ordowiku i trwał co najmniej do końca syluru. Wyraża się on charakterystycznym, „kolanowym” kształtem krzywych subsydencji tektonicznej (ryc. 6) oraz narastaniem subsydencji ku SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 11). Na wciąż trwającą słabą subsydencję termiczną nakłada się wówczas dominujący czynnik fleksuralnego uginania

brzegu Baltiki. Analogiczne zjawisko jest obserwowane w basenie bałtyckim, który w okresie tym, a w szczególności w późnym sylurze stanowił zapadlisko przedgórskie kaledonidów północnoniemiecko-polskich (Poprawa i in., 1997a, 1999; Jaworowski, 2000a,b).

Przez analogię do basenu bałtyckiego, również dla późnoordowicko-sylurskiego basenu lubelsko-podlaskiego rozważać można model zapadliska przedgórskiego. W modelu takim orogen, powodujący fleksuralne ugięcie płyty, znajdowałby się na SW od krawędzi kratonu. Przy współczesnym rozmieszczeniu bloków tektonicznych, w obrębie TESZ w centralnej i SE Polsce, taka pozycja postulowanego sylurskiego orogenu jest jednak dyskusyjna. W obszarze Gór Świętokrzyskich obecności kaledońskich struktur orogenicznych dowodzi Znosko (1996), podczas gdy Mizerski (1998) reprezentuje pogląd przeciwny.

W ujęciu Narkiewicza (1996, 2000) ordowicko-sylurskie utwory bloku łysogórskiego reprezentują osady zapadliska przedgórskiego kaledońskiego orogenu, znajdującego się dalej ku SW. Model zakładający, że utwory te były deponowane w basenie stanowiącym wraz basenem lubelsko-podlaskim jednorodne zapadlisko przedgórskie wydaje się znajdować ograniczenie w tym, że przy obecnym stanie rozpoznania nie obserwuje się wzrostu rozmiarów subsydencji od LPSK ku blokowi łysogórskiemu (por. Poprawa i in., 1997a). Dodatkowo model taki wymaga przesuwczego przemieszczenia bloku kieleckiego względem łysogórskiego, w miejsce postulowanego kaledońskiego orogenu (Narkiewicz, 2000; por. Lewandowski, 1993). Dane paleomagnetyczne Nawrockiego (2000) z Gór Świętokrzyskich sugerują, że proces taki nie mógł mieć miejsca po późnym sylurze.

Podobnie jak w przypadku ryftu i pasywnego brzegu na LPSK, rozwój subsydencji w późnym ordowiku i sylurze w omawianym obszarze również znajduje wiele odpowiedników w równowiekowych basenach sedymentacyjnych. Oprócz basenu bałtyckiego (Vejbæk i in., 1994; Poprawa i in., 1999) i Gór Świętokrzyskich (Narkiewicz, 1996, 2000; Poprawa i in., 1997a), analogiczny kształt krzywych obserwuje się dla NW skłonu Baltiki (Greiling i in., 1999), Wschodniej Awalonii (Kneller, 1991; King, 1994; Van Grootel i in., 1997) oraz Zachodniej Awalonii (Waldron i in., 1996). Wymienieni autorzy również wskazują na mechanizm fleksuralnego uginania płyty, a w większości przypadków wnioskuje także przedgórski charakter basenów. Niezależnie od tego czy model zapadliska przedgórskiego można zastosować do LPSK, równoczesność fleksuralnego uginania SW krawędzi Baltiki z przejawami orogenezy kaledońskiej w innych regionach może stanowić istotną przesłankę dla zrozumienia genezy późnoordowicko-sylurskiego basenu LPSK.

Za dyskusję w trakcie planowania i prowadzenia badań autorzy pragną podziękować dr Sauliusowi Šliaupie oraz dr Andreyowi Kovkhuto. Niniejszy artykuł znacząco zyskał dzięki konstruktywnym uwagom prof. dr hab. Andrzeja Żelaźniewicza, jak również dr hab. Jerzego Nawrockiego, dr Marka Jarosińskiego oraz dr hab. Hanny Matyji. Tadeuszowi Grudniowi autorzy dziękują za pomoc w przygotowaniu załączników graficznych. Prezentowane badania były finansowane ze środków KBN na statutową działalność Państwowego Instytutu Geologicznego (temat nr 6.20.1375.00.0) oraz z grantu KBN „Paleozoiczna Akrecja Polski” (C-018/T-12/2001).

## Literatura

- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. 1990 — Basin Analysis — Principles and Applications. Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- ANGEVINE CH.L., HELLER P.L. & PAOLA Ch. 1990 — Quantitative Sedimentary Basin Modelling. AAPG Continuing Education Course Note Series 32.
- AREŃ B. 1978 — Problemy zróżnicowania serii osadowych na granicy kambru z prekambrem na platformie prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 309: 29–47.
- AREŃ B. 1982 — Rozwój litologiczno-facjalny wendy górnej na obszarze wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 5: 225–230.
- AREŃ B. & LENDZION K. 1978 — Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendy i dolnego kambru. [W:] Wybrane problemy stratygrafii i litologii wendy oraz dolnego kambru na platformie prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 90: 7–46.
- AREŃ B., JAWOROWSKI K., JUSKOWIAKOWA M., LENDZION K. & WICHROWSKA M. 1979 — The Vendian and Lower Cambrian in the Polish part of the East European platform. *Biul. Inst. Geol.*, 318: 43–57.
- BAKUN-CZUBAROW N., BIAŁOWOLSKA A. & FEDORYSHYN Y. 2000 — Petrology, Geochemistry and geotectonic setting of the Precambrian basalts of Volyn. Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project. Abstracts Volume, Pol. Acad. Sci., Pol. Geol. Inst., Ass. Oil & Gas Ind. Eng., Warszawa, 4–5.
- BALDWIN B. & BUTLER C.O. 1985 — Compaction curves. *AAPG Bull.*, 69: 622–626.
- BARTON P. & WOOD R. 1984 — Tectonic evolution of the North Sea basin: crustal stretching and subsidence. *Geoph. J. Royal Astronom. Soc.*, 79: 291–329.
- BELKA Z., VALVERDE-VAQUERO P., AHRENDT H., DÖRR W., FRANKE W. & WEMMER K. 2000 — Accretion of first Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica — new data and open questions. Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project. Abstracts Volume, Pol. Acad. Sci., Pol. Geol. Inst., Ass. Oil & Gas Ind. Eng., Warszawa, 8–9.
- BESSONOVA V.YA. & KIRSANOV V.V. 1987a — Litho-paleogeographic sketch map of the western East-European Platform. Redkino Stage. [W:] Rozanov A.Yu. & Łydka K. (red.) Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the western East-European Platform. *Wyd. Geol.*
- BESSONOVA V.YA. & KIRSANOV V.V. 1987b — Litho-paleogeographic sketch map of the western East-European Platform. Kotlin Stage. [W:] Rozanov A.Yu. & Łydka K. (red.) Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the western East-European Platform. *Wyd. Geol.*
- BOGDANOVA S.V., PASHKEVICH I.K., GORBATSCHEV R. & ORLYUK M.I. 1997 — Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268: 1–21
- BOND G.C., NICKESON P.A. & KOMINZ M.A. 1984 — Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 70: 325–345.
- BOWERING S.A., GROTZINGER J.P., ISACHSEN C.E., KNOLL A.H., PELECHATY S.M. & KOLOSOV P. 1993 — Calibrating rates of Early Cambrian evolution. *Science*, 261: 1293–1298.
- BUSBY C.J. & INGERSOLL R.V. 1995 — Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science Publications.
- COMPSTON W., SAMBRIDGE M.S., REINFRANK R.F., MOCZYDŁOWSKA M., VIDAL G. & CLAESSENS S. 1995 — Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *J. Geol. Soci.*, London, 152: 599–611.
- DALZIEL I.W.D. 1992 — On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2: 237–241.
- FALVEY D.A. & MIDDLETON M.F. 1981 — Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologica Acta*, SP: 103–114.
- GARECKIJ R.G., ZINOVNIENKO G.V., VISNJAKOV I.B., GLUSKO V.V., POMJANOVSKAJA G.M. & LVOV G.M. 1987 — Die perikratone Baltik–Dnestr–Senkungszone. *Zeitsch. Angewandte Geol.*, 33: 207–213.
- GORBATSCHEV R. & BOGDANOVA S. 1993 — Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, 64: 3–21.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J. 1996 — A Phanerozoic time scale. *Epi-sodes*, 19.
- GREILING R.O., JENSEN S. & SMITH A.G. 1999 — Vendian–Cambrian subsidence of the passive margin of western Baltica — application of new stratigraphic data from the Scandinavian Caledonian margin. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77: 133–144.
- GUTERCH A. 1977 — Structure and physical properties of the earth's crust in Poland in the light of new data of DSS. *Publ. Geoph. Inst. Pol. Acad. Sci.*, A4: 347–357.
- GUTERCH A., GRAD M., KELLER G. R., POSGAY K., VOZÁR J., SPIČAK A., BRUECKL E., HAJNAL Z., THYBO H. & SELVI O. 2000 — Central European Lithospheric Experiment Based on Refraction 2000. Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project. Abstracts Volume, Pol. Acad. Sci., Pol. Geol. Inst., Ass. Oil & Gas Ind. Eng., Warszawa, 29–34.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN A.V., PICKTON C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS R. 1990 — A geological time scale. Cambridge University Press, Cambridge.
- HUSSEINI M.I. & HUSSEINI S.I. 1990 — Origin of the Infracambrian Salt Basins of the Middle East. [W:] Brooks J. (red.), *Classic Petroleum Provinces*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 50: 279–292.
- JAWOROWSKI K. 1978 — Charakterystyka sedimentologiczna osadów morskich z pogranicza prekambru i kambru. *Pr. Inst. Geol.*, 90: 145–151.
- JAWOROWSKI K. 1997 — Warunki depozycji ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 377.
- JAWOROWSKI K. 2000a — Projekt badawczy: „Rozwój transeuropejskiego szwu tektonicznego — kaledonidy pomorskie i ich przedpole” — wstępny przegląd wyników. *Prz. Geol.*, 48: 398–400.
- JAWOROWSKI K. 2000b — Facies analysis of the Silurian shale–siltstone succession in Pomerania (northern Poland). *Kwart. Geol.*, 44: 297–316.
- JUSKOWIAKOWA M. 1971 — Bazalty wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 245: 173–252.
- KAH L.C. & BARTLEY J.K. 2001 — Rodinia and the Mesoproterozoic earth–ocean system. *Precambrian Res.*, 111: 1–3.
- KELLER B.M. & ROZANOV A.YU. (red.) 1979 — Paleogeografiya i litologiya vendy i kembriya Vostochno-Evropejskoj platformy. Nauka, Moskwa.
- KING L.M. 1994 — Subsidence analysis of Eastern Avalonia sequences: implications for Iapetus closure. *J. Geol. Soc. London*, 151: 647–657.
- KIRYANOV V.V. 1987 — Litho-paleogeographic sketch map of the western East-European Platform. Talsy Stage. [W:] Rozanov A.Yu. & Łydka K. (red.) Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the western East-European Platform. *Wyd. Geol.*
- KIRJANO V.V., AREŃ B., BRANGULIS A.P., BESSONOVA V.YA., LENDZION K. & JANKAUSKAS T.V. 1987 — Litho-paleogeographic map of the western East-European Platform. Lower Cambrian. Talsy Stage. [W:] Rozanov A.Yu. & Łydka K. (red.) Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the western East-European Platform. *Wyd. Geol.*
- KNELLER B.C. 1991 — A foreland basin on the southern margin of Iapetus. *J. Geol. Soc. London*, 148: 207–210.
- KOMINZ M. 1995 — Thermally subsiding basin and the insulating effect of sediment with application to the Cambro-Ordovician Great Basin sequence, western USA. *Basin Res.*, 7: 221–233.
- KUBICKI S., RYKA W. & ZNOSKO J. 1972 — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, 16: 521–545.
- KUMPULAINEN R. & NYSTUEN J. P. 1985 — Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. [W:] D.G. Gee & B.A. Stuart (red.), *The Caledonide Orogen–Scandinavia and Related Areas*. Wiley, Chester, 331–338.
- LASSEN A., THYBO H. & BERTHELSEN A. 2001 — Reflection seismic evidence for Caledonian deformed sediments above Sveconorwegian basement in the southwestern Baltic Sea. *Tectonics*, 20: 268–276.
- LENDZION K. 1983a — Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Pr. Inst. Geol.*, 105.
- LENDZION K. 1983b — Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, 27: 669–694.
- LENDZION K., MODLIŃSKI Z., & SZYMAŃSKI B. 1979 — Tremadok Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, 23: 713–724.
- LEVY M. & CHRISTIE-BLICK N. 1991 — Tectonic subsidence of the early Paleozoic passive continental margin in eastern California and southern Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 1590–1606.
- LEWANDOWSKI M. 1993 — Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts (Central Poland) and the origin of the Variscan orogen. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A–23(265): 1–85.
- LI Z.X., LI X. H., KINNY P.D. & WANG J. 1999 — The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Sci. Letters*, 173: 171–181.
- MAHNATSCH A. S., WERETENNIKOV N.W., SHKURATOV W. I & BORDON W.E. 1976 — Rifiej i wendy Białorusii. *Nauka i Technika*, Minsk.
- McKENZIE D. 1978 — Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 40: 25–32.
- MEERT J.G. & POWELL C.McA. 2001 — Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume. *Precambrian Res.*, 110: 1–8.

- MIZERSKI W. 1998 — Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 46: 337–341.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1988 — Thermal alteration of the organic matter around the Precambrian–Cambrian transition in the Lublin Slope of the East European Platform in Poland. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, 110: 351–361.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1991 — Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian–Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, 29.
- MOCZYDŁOWSKA M. & VIDAL G. 1995 — The Neoproterozoic of Baltica — stratigraphy, paleobiology and general geological evolution. *Precambrian Res.*, 73: 197–216.
- MODLIŃSKI Z. 1982 — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 52.
- MOORES E.M. 1991 — Southwest U.S.–East Antarctic (SWEAT) connection; a hypothesis. *Geology*, 19: 425–428.
- NARKIEWICZ M. 1996 — Subsidence analysis of the Palaeozoic sequence in the Holy Cross Mts.: preliminary results and implication for the TESZ. EUROPROBE — Trans–European Suture Zone. Workshop, Wrocław, Poland, Book of Abstracts.
- NARKIEWICZ M. 2000 — Early Palaeozoic history of the Holy Cross Mountains in view of subsidence and thermal data. Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project. Abstracts Volume, Pol. Acad. Sci., Pol. Geol. Inst., Ass. Oil & Gas Ind. Eng., Warszawa, 65.
- NAWROCKI J. 2000 — Late Silurian paleomagnetic pole from the Holy Cross Mountains: constraints for the post–Caledonian tectonic activity of the Trans–European Suture Zone. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 179: 325–334.
- NIKISHIN A.M., ZIEGLER P.A., STEPHENSON R.A., CLOETHINGH S.A.P.L., FURNE A.V., FOKIPA, ERSHOV A.V., BOLOTOV S.N., KOROTAJEV M.V., ALEEKSEEV A.S., GORBACHEV V.I., SHIPILOV E.V., LANKREIJER A., BEMBINOVA E.YU. & SHALIMOV I.V. 1996 — Late Permian to triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 268: 23–63.
- PACZEŚNA J. 1986 — Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin region. *Biul. Inst. Geol.*, 355: 31–47.
- PACZEŚNA J. 1996 — Upper Vendian and Cambrian ichnocoenoses from Polish part of the East European Platform. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 152.
- PENDIAS H. & RYKA W. 1981 — Chemizm skał magmowych Polski w ujęciu regionalnym i genetycznym. *Arch. Miner.*, 37: 83–147.
- PIPER J.D.A. 1985 — Continental movements and breakup in Late Precambrian–Cambrian times: prelude to Caledonian orogenesis. [W:] D.G. Gee & B.A. Stuart (red.), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. Wiley, Chester, 19–34.
- POPRAWA P. & PACZEŚNA J. 1999 — Late Proterozoic–Early Paleozoic tectonic evolution of the central part of western Baltica edge (Lublin–Podlasie basin) — subsidence analysis. *EUG–10. J. Conf. Abstracts*, 4(1), *Terra Abstracts*, 11: 306.
- POPRAWA P. & PACZEŚNA J. 2000 — Late Neoproterozoic to Early Paleozoic tectonic evolution of the Lublin–Podlasie slope of East European Craton — subsidence analysis and facial development. Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project. Abstracts Volume, Pol. Acad. Sci., Pol. Geol. Inst., Ass. Oil & Gas Ind. Eng., Warszawa, 67–69.
- POPRAWA P., NARKIEWICZ M., SLIAUPA S., STEPHENSON R.A. & LAZAUSKIENE J. 1997a — Caledonian accretion along the TESZ (Baltic region to SE Poland). *Terra Nostra*, 97/11: 110–117.
- POPRAWA P., SLIAUPA S., LAZAUSKIENE J. & STEPHENSON R.A. 1997b — Early Paleozoic subsidence history of the Baltic Syncline and Podlasie Depression. *Abstrakt. J. Conf. EUG–9, Terra Nova*, 9, Abstract Supplement: 142.
- POPRAWA P., SLIAUPA S., STEPHENSON R.A. & LAZAUSKIENE J. 1999 — Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314: 219–239.
- POWELL C.M.C.A., LI Z.X., MCELHINNY M.W., MEERT J.G. & PARK J.K. 1993 — Palaeomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21: 889–892.
- POŻARYSKI W. 1977 — Powstanie i ewolucja krawędzi starej platformy w Polsce w świetle tektoniki płyt. *Kwart. Geol.*, 21: 361–363.
- POŻARYSKI W. & KOTAŃSKI Z. 1979 — Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko–waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, 23: 7–19.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1968 — Assyntian orogen in south–east Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 237: 13–27.
- REMANE J., CITA M.B., DERCOURT J., BOUYSSSE P., REPETTO F.L. & FAURE–MURET A. 1998 — International Stratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy, International Union Geol. Sci.
- ROZANOV A.YU. & ŁYDKA K. 1987 — Palaeogeography and lithology of the Vendian and Cambrian of the western East European Platform. *Wyd. Geol.*
- ROZANOV A.Yu. & KIRSANOV V.V. 1987 — Litho–paleogeographic sketch map of the western East–European Platform. *Rovno Stage*. [W:] Rozanov A.Yu. & Łydkka K. (red.) *Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the western East–European Platform*. *Wyd. Geol.*
- RYKA W. 1984 — Precambrian evolution of the East–European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 347: 17–28.
- SCLATER J.G. & CHRISTIE P.A.F. 1980 — Continental stretching: an explanation of the post–mid–Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *J. Geoph. Res.* 85: 3711–3739.
- SOKOLOV B.S. & FEDONKIN M.A. (red.) 1990 — *The Vendian System. Regional Geology 2*, Springer–Verlag, Berlin.
- STECKLER M.S. & WATTS A.B. 1978 — Subsidence of the Atlantic type continental margin off New York. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 41: 1–13.
- STRAUSS H., VIDAL G., MOCZYDŁOWSKA M. & PACZEŚNA J. 1997 — Carbon isotope geochemistry and palaeontology of Neoproterozoic to early Cambrian siliciclastic successions in the East European Platform, Poland. *Geol. Magazine*, 134: 1–16.
- SADOWSKI G.R. & BETTENCOURT S.J., 1996 — Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Res.*, 76: 213–227.
- SZCZEPANOWSKI W. 1977 — Badania geochemiczne bazaltów serii sławatyckiej. [W:] *Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Pokrywa osadowa*. *Pr. Inst. Geol.*, 74: 39–41.
- TOMCZYKOWA E. 1988 — Silurian and Lower Devonian Biostratigraphy and Palaeoecology in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 359: 21–41.
- TORSVIK T.H., SMETHURST M.A., MEERT J.G., VAN DER VOO R., MCKERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A. & WALDERHAUG H.J. 1996 — Continental break–up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Review*, 40: 229–258.
- TORSVIK T.H. & REHNSTRÖM E. 2001 — Cambrian paleomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. *J. Geol. Soc. London*, 158: 321–3299.
- URBANEK A. & ROZANOW A.Yu. 1983 — Upper Precambrian and Cambrian Palaeontology of the East–European Platform. *Wyd. Geol.*
- VAN GROOTEL G., VERNIERS J., GEERKENS B., LADURON D., VERHAEREN M., HERTOGEN J. & DE VOS W. 1997 — Timing of magmatism, foreland basin development, metamorphism and inversion in the Anglo–Brabant fold belt. *Geol. Magazine*, 134: 607–616.
- VEJBÆK O. V., STOUGE S. & POULSEN K. D. 1994 — Palaeozoic tectonic and sedimentary evolution and hydrocarbon prospectivity in the Bornholm area. *Danmarks Geologiske Undersøgelse, Ser. A, No. 34*, København.
- WALDRON J.W.F., MURPHY J.B., MELCHIN M.J. & DAVIS G. 1996 — Silurian Tectonics of Western Avalonia: Strain–Corrected Subsidence History of the Arisaig Group, Nova Scotia. *J. Geol.*, 104: 677–694.
- WICHROWSKA M. 1992 — Ryfej na obszarze platformowym Polski. *Prz. Geol.*, 2: 94–99.
- ZNOSKO J. 1979 — Teisseyre–Tornquist Zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, 29: 365–382.
- ZNOSKO J. 1984 — The effect of the crystalline basement on the formation of the sedimentary cover of pre–Vendian platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 347: 29–37.
- ZNOSKO J. 1996 — Styl tektoniczny kompleksów staropaleozoicznych w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 40: 1–22.
- ŻELA NIEWICZ A. 1998 — Rodinian–Baltican link of the Neoproterozoic orogen in southern Poland. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 42: 509–511.
- ŻELA NIEWICZ A., BUŁA Z., JACHOWICZ M. & ŻABA J. 1997 — The crystalline basement SW of the Trans–European Suture Zone in Poland: Neoproterozoic (Cadomian) orogen. *Terra Nostra*, 97: 167–171.
- ŻELA NIEWICZ A., GRAD M. & GUTERCH A. 2001 — Late Proterozoic through Early Palaeozoic crustal additions at the Teisseyre–Tornquist margin of Baltica: geological and geophysical data from Poland. *ESF EUROPROBE Meeting „Neoproterozoic–Early Palaeozoic Time–Slice Symposium: Orogeny and Cratonic Response on the Margins of Baltica”*, Ankara, Abstracts: 96–97.