

Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego

Nestor Oszczytko*



Development of the Polish sector of the Carpathian Foredeep. *Prz. Geol.*, 54: 396–403.

Summary. The Early to Middle Miocene Carpathian Foredeep in Poland developed as a peripheral foreland basin related to the moving Carpathian front. The important driving force of tectonic subsidence in the PCF was emplacement of the nappe load related to the subduction roll-back. During that time the loading effect of the thickening of the Carpathian wedge on the foreland plate increased and was followed by the progressive acceleration of total subsidence. The Miocene convergence of the Carpathian wedge resulted in the migration of depocenters and onlap of the successively younger deposits onto the foreland plate. The foreland basin was supplied by clastics derived both from the Carpathian orogen as well as from the foreland platform. During the Early Miocene the rates of subsidence and sedimentation were more or less balanced, whereas in the Middle Miocene subsidence was higher, what resulted in marine sedimentary conditions.

Key words: Miocene, Paratethys, Outer Carpathian Foredeep, lithostratigraphy, overthrusting, subsidence

Polskie zapadlisko przedkarpackie o długości około 300 km i szerokość do 100 km jest częścią wielkiego basenu sedymentacyjnego, który rozciąga się wzdłuż łuku karpackiego. Na zachodzie zapadlisko przedkarpackie łączy się z alpejskim basenem molasowym, a na wschodzie z basen przedgórskim Bałkanidów (ryc. 1). Podobnie jak inne rowy przedgórskie zapadlisko przedkarpackie jest asymetryczne i wypełnione głównie klastycznymi osadami miocenijskimi o grubości do 3 km w Polsce i do 5 km na Ukrainie. Osady molasowe zapadliska są podścielone utworami platformowymi. Północna granica zapadliska jest erozyjna, południowa zaś tektoniczna, wyznaczona przez czoło Karpat zewnętrznych, które w całości są płasko nasunięte na miocenijskie osady zapadliska przedkarpackiego (Wdowiarz, 1976; Oszczytko & Tomasz, 1985; Oszczytko, 2004). Wzdłuż czoła Karpat fliszowych występuje wąska strefa miocenu sfałdowanego utworzona z jednostek stebnickiej i zgłobickiej (Kotlarczyk, 1985). Jednostki allochtoniczne tworzą rodzaj wąskiego, zapadającego na południe klina, a ich powierzchnie odklucia są związane z dolno- i środkowomiocenijskimi osadami chemicznymi.

Podłoże zapadliska oraz brzeżnej części Karpat zostało rozpoznane licznymi wierceniami górnictwa naftowego i Państwowego Instytutu Geologicznego oraz badaniami geofizycznymi (sejsmika, grawimetria, sondowania magnetotelluryczne). Podłoże to stanowi platforma epiwaryscyjska i jej pokrywa permsko-mezozoiczna (Oszczytko i in., 1989, 2005). Współczesna struktura podłoża uformowała się w okresie późnoalpejskiej kolizji kontynentalnej między płytą północnoeuropejską i blokiem wewnętrznokarpackim (mikroptyty Alcapa i Tisza-Dacia). Skonsolidowane podłoże tworzą proterozoiczne skały krystaliczne i proterozoiczno-dolnopaleozoiczne metasedymenty. Głębokość podłoża platformowego w zapadlisku waha się od kilkuset metrów do 3500 m, a w rozpoznanej wierceniami części Karpat wartości te wynoszą odpowiednio od 500 do 4500 m w części zachodniej (otwór Zawoja 1) oraz od 2000 m do 7000 m w części wschodniej (otwór Kuźmina 1). Sondowaniami magnetotellurycznymi wykryto wysokooporowy poziom, prawdopodobnie związany ze stropem skonsolidowanego podłoża (Ryłko & Tomasz, 1995; Żytko, 1997). W brzeżnej części Karpat jego strop znajduje się na głęb. od 3 do 5 km. W kierunku południowym obniża się on aż do 15–20 km, po czym w najbardziej południowej części,

ponownie podnosi się do głęb. 8–10 km. Oś obniżenia w przybliżeniu pokrywa się z osią regionalnego minimum grawimetrycznego. Badaniami geomagnetycznymi wykryto również linię zerowych wartości wektora Wiesego, związaną z niskoporowym ośrodkiem występującym na głęb. 10–25 km (Janowski i in., 1982) i być może wyznaczającą południową krawędź platformy północnoeuropejskiej (Żytko, 1997). Zachodnia część zapadliska charakteryzuje się blokową strukturą podłoża, podczas gdy w części wschodniej są widoczne głębokie struktury erozyjne. Te dowiadujące do kierunku NW–SE paleodoliny, wyerodowane zostały w okresie paleogenu-wczesnego miocenu. Erozja poprzedzona została ruchami laramijskimi, w ich następstwie powstały uskoki inwersyjne o kierunku NW–SE, znane z północnej części zapadliska (Oszczytko i in., 1989). W czasie środkowomiocenijskiej ekstensji część tych uskoków uległa odnowieniu (Krzywiec, 1997). W podłożu polskich Karpat zewnętrznych powierzchnia nieciągłości między skorupą i górnym płaszczem jest usytuowana na głęb. od 37–40 km w brzeżnej części Karpat do ok. 50 km w ich części południowej. W pobliżu pienińskiego pasa skałkowego powierzchnia ta podnosi się do głęb. 36–38 km.

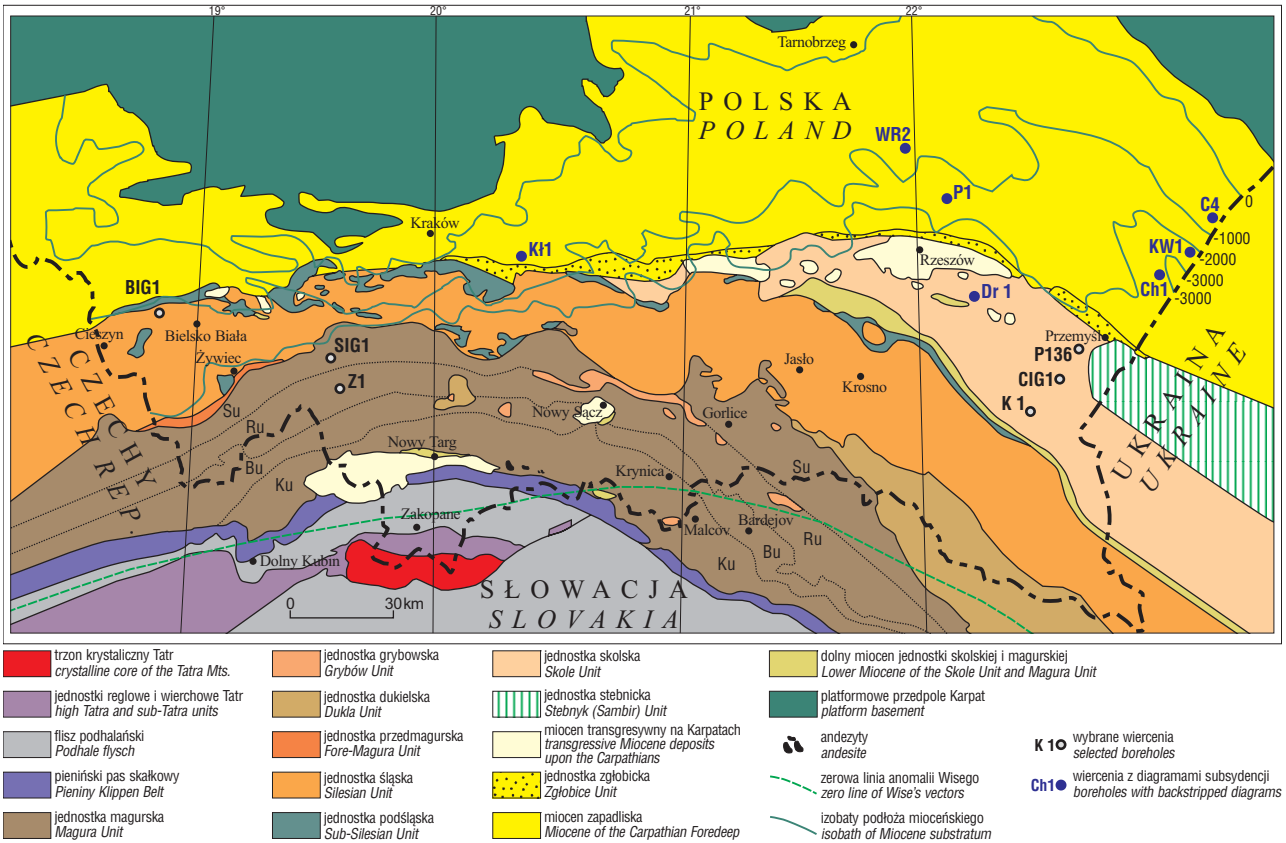
Mechanizmy subsydencji

Stwierdzona wierceniami wielkość nasunięcia Karpat fliszowych na miocen zapadliska przedkarpackiego jest nie mniejsza od 30–40 km (Wdowiarz, 1976; Oszczytko & Tomasz, 1985). Biorąc pod uwagę wyniki badań geofizycznych oraz rekonstrukcje palinspastyczne (Kotlarczyk, 1985; Oszczytko & Tomasz, 1985; Oszczytko & Ślaczka, 1985, 1989) można przypuszczać, że pod Karpatami miocen występuje co najmniej po pieniński pas skałkowy, co powiększa amplitudę nasunięcia do 60–100 km. Na podstawie dotychczasowych badań można wnioskować o wieloetapowym rozwoju nasunięć karpackich (Kotlarczyk, 1985; Oszczytko & Tomasz, 1985; Moryc, 1989; Kovač i in., 1998).

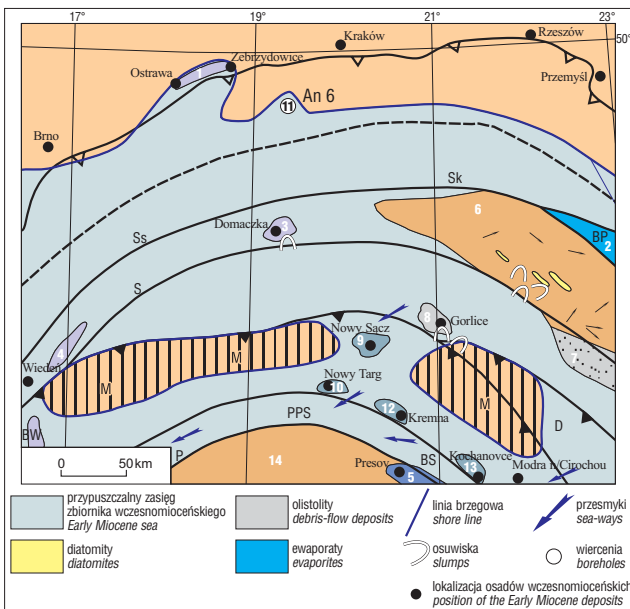
Analiza subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego wykazuje jej związek z obciążeniem płaszczowinami karpackimi (Oszczytko, 1998, 1999).

W okresie wczesnego-środkowego miocenu konwergencja karpackiej pryzmy akrecyjnej spowodowała stopniowy wzrost subsydencji w zapadlisku, migrację osi basenu na północ i przekraczającą depozycję coraz młodszych osadów na platformie. W okresie od karpatu do końca sarmatu (trwającym ok. 8 mln lat) oś subsydencji, w polskiej części zapadliska, przemieściła się o 85 km na N i

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; nestor@ing.uj.pl



Ryc. 1. Szkic tektoniczny polskiej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego (wg Oszczyпки, 1998, uzupełniony). Strefa (podjednostki): Su — Siar, Ru — raczańska, Bu — bystrzycka, Ku — krynicka płaszczowiny magurskiej
Fig. 1. Sketch map of the Polish Carpathians and their foredeep (based on Oszczycko, 1998). Su — Siary, Ru — Rača, Bu — Bystrica, Ku — Krynica subunits of the Magura Nappe



Ryc. 2. Paleogeograficzno-palinspastykny szkic basenów Karpat Północnych we wczesnym miocenie (NN2–NN3?) (wg Kovača i in., 1998; Oszczycko & Oszczycko-Clowes, 2003, uzupełniony). Wydzielenia litostratygraficzne: 1 — formacja zebrzydowicka, 2 — warstwy worotyjszczańskie, 3 — warstwy z Domaczki, 4 — formacja sakwicka, 5 — formacja prešovska, 6 — łupkowe warstwy krośnieńskie, 7 — warstwy krośnieńskie—piaskowce glaukonitowe, 8 — warstwy z Gorlic, 9 — formacja z Zawady, 10 — formacja waksmundzka, 11 — formacja andrychowska, 12 — formacja z Kremnej, 13 — formacja kochanowicka, 14 — warstwy ostrzyckie
Fig. 2. Early Miocene (NN2–NN3?) paleogeography of the Northern Carpathian sedimentary area (after Kovač et al., 1998, Oszczycko & Oszczycko-Clowes, 2003, supplemented). Lithostratigraphic subdivisions: 1 — Zebrzydowice Fm., 2 — Vortytshcha Fm., 3 — Domaczka Fm., 4 — Sakvice Fm., 5 — Prešov Fm., 6 — shaly facies of Krosno Beds, 7 — sandstone facies of Krosno Beds, 8 — Gorlice Beds, 9 — Zawada Fm., 10 — Waksmund Fm., 11 — Andrychów Fm., 12 — Kremna Fm., 13 — Kochanovce Fm., 14 — Ostrysz beds

NE, co pozwala oszacować stopę konwergencji na 12 mm/rok, której odpowiada podobna wartość stopy migracji depocentrów. Wartości te są nieco niższe od stopy migracji wyklinowań (13,8 mm/rok), co w późnym badenie i sarmacie spowodowało poszerzenie wschodniej części zapadliska. W tym czasie subsydencja objęta została nie tylko platforma, lecz także brzeżna część Karpat (Oszczycko & Ślaczka, 1985, 1989), podczas gdy strefa maksymalnej subsydencji była usytuowana zazwyczaj przed czołem nasuwających się Karpat.

Powstanie i rozwój zapadliska

We wczesnym miocenie (burdygale) istniał jeszcze rozległy, szczątkowy basen morski Karpat zewnętrznych o szerokości ok. 150 km (Oszczypko & Oszczypko-Clowes, 2002, 2003). Wynurzona była tylko brzeżna część płaszczowiny magurskiej oraz być może także północna część jednostki dukielskiej. W kierunku północnym basen ten łączył z się z zatoką morską w południowej części platformy europejskiej, a w kierunku SW z basenem wiedeńskim (ryc. 2).

W środkowym burdygale (ottnang i ?karpat) resztkowy basen fliszowy przesunął się ku NE (basen zdaniccki, borysławsko-pokucki oraz basen fałdów brzeżnych w Rumunii) i uległ ewaporacji deponując osady solne warstw worotyjszczańskich na przedpolu Karpat Ukraińskich oraz dolnomiocenią formację solną w Rumunii.

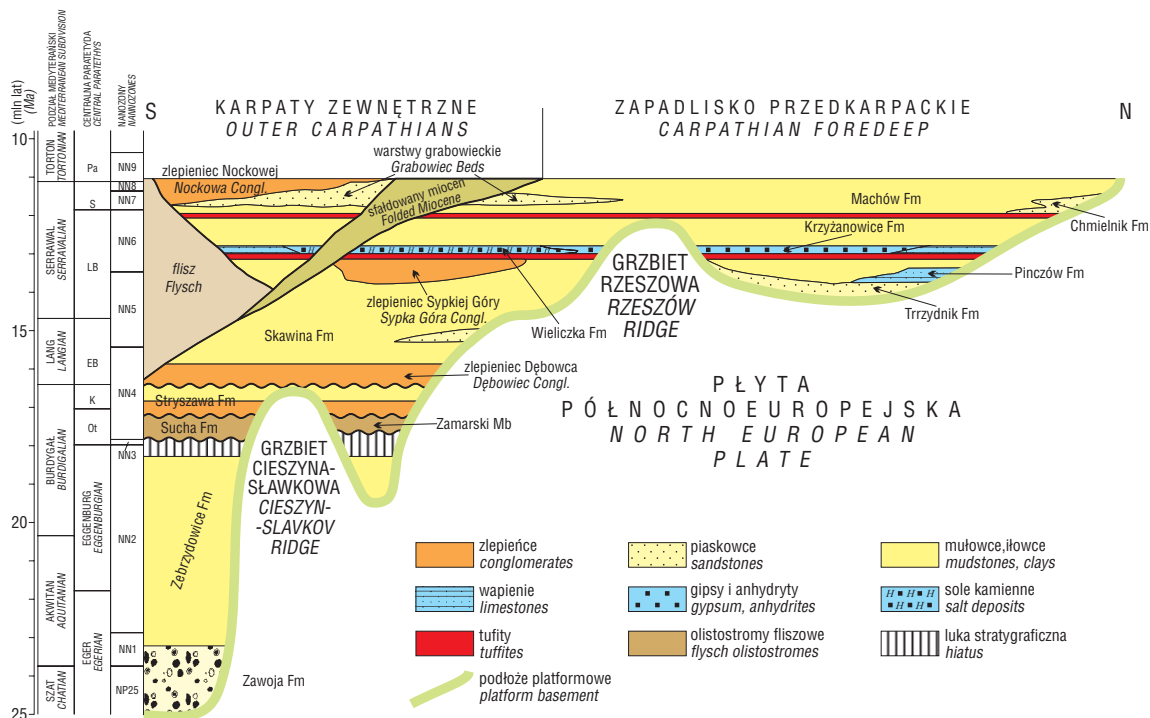
Z końcem burdygału w wyniku kolizji między płytą europejską i teranami Alcapy i Tiszy-Dacii Karpaty zewnętrzne zostały sfałdowane i wypiętrzone. Równocześnie został zapoczątkowany proces nasuwania Karpat na północ, połączony z formowaniem się zapadliska przedkarpacciego (ryc. 3) przed czołem orogenu (Oszczypko, 1997, 1998, 2004; Kovac i in., 1998).

Na przełomie ottngangu i karpatu czoło Karpat zewnętrznych znajdowało się ok. 50 km na południe od współczesnego czoła (Oszczypko & Tomasz 1985; Oszczypko & Ślaczka, 1985; Oszczypko, 1997; Oszczypko & Oszczypko-Clowes, 2003). Pod wpływem obciążenia nasuwającymi się Karpatami utworzyła się na platformie depresja fleksuralna (wewnętrzne zapadlisko), wypełnione osadami gruboklastycznymi (ryc. 4A). Subsypdencji tej towarzyszyły sploty grawitacyjne powstające w czołowej części jednostki podśląskiej. Na Morawach i Śląsku Cieszyńskim cienkonaskórkowe płaszczowiny gra-

witacyjne przykryły podłoże platformowe i jego paleogeńsko-dolnomiocenią pokrywę osadową. Są one znane jako „starostyryjskie nasunięcia” (Jurkova, 1971) lub jako formacje z Suche i Zamarskich (olistoplaki fliszowe, por. Buła & Jura, 1983; Oszczypko & Tomasz, 1985; Moryc, 1989; Oszczypko, 1998). W rejonie Cieszyna zasięg tych nasunięć pokrywał się, w przybliżeniu, ze współczesnym brzegiem Karpat (Oszczypko & Lucińska-Anczkiewicz, 2000; Oszczypko & Oszczypko-Clowes, 2003). Po „starostyryjskich nasunięciach” wewnętrzna część zapadliska podlegała intensywnej subsypdencji i akumulacji gruboklastycznych osadów formacji stryszawskiej (Ślaczka, 1977; Oszczypko, 1997, 1998; Oszczypko i in., 2005). Są to osady stożków aluwialnych, pochodzące zarówno z brzegu Karpat, jak i wyniesionych fragmentów platformy (ryc. 5). Potwierdziły to wiercenia Bielowicko IG-1, Zawoja 1 i Sucha IG-1 (ryc. 1).

Najmłodsza redeponowana mikrofauna formacji stryszawskiej należy do eggenburgu-ottngangu (Strzępka, 1981; Oszczypko, 1997). Zbliżony wiek sugeruje również nanoplankton wapienny (zona NN4, por. Garecka i in., 1996) pochodzący z tej formacji. Podobna mikrofauna i nanoplankton wapienny są znane z najmłodszych osadów Karpat zewnętrznych oraz formacji zebrzydowickiej w podłożu Karpat Cieszyńskich (por. Oszczypko & Oszczypko-Clowes, 2003). Po sedimentacji formacji stryszawskiej grzbiet cieszyńsko-sławkowski został wypiętrzony i podlegał erozji (por. Oszczypko & Tomasz, 1985; Oszczypko, 1997; Oszczypko & Lucińska-Anczkiewicz, 2000). W południowych Morawach ten okres erozji można korelować z niezgodnością, stwierdzoną w spagu osadów górno-karpatu (Jiříček, 1995).

Równocześnie na północ od grzbietu cieszyńsko-sławkowskiego zaczął rozwijać się system rowów, ograniczonych uskoki normalnymi, o kierunku W-E i NW-SE



Ryc 3. Schemat litostratigraficzny osadów miocenijskich zapadliska przedkarpacciego (wg Oszczypki, 1999, zmieniony). Ot — ottngang, K — karpata, EB — wczesny baden, LB — późny baden, S — sarmat, Pa — panon

Fig. 3. Lithostratigraphic model of the Miocene deposits of the Polish Carpathian Foredeep (after Oszczypko, 1999, supplemented). Ot — Ottnangian; K — Karpatian; EB — Early Badenian; LB — Late Badenian; S — Sarmatian; Pa — Pannonian

znany jako paleodolina bludowicko-skoczowska (Oszczypko & Lucińska-Anczkiewicz, 2000). W późnym karpacie-wczesnym badenie obniżająca się paleodolina była zasypywana utworami zboczowymi (bloki skał karbońskich), a następnie przybrzeżnymi zlepieńcami dębowieckimi i wreszcie głębokowodnymi marglistymi mułowcami formacji skawińskiej.

Wczesnomioceniczne i wczesnobadeńskie depocetra były usytuowane w zachodniej części zapadliska wewnętrznego i przedłużały się do basenu samborskiego (stebnickiego) (Vass & Cech, 1983; Oszczypko, 1997, 1998). W ottnangu-karpacie? stopa subsydencji całkowitej (1000–1400 m/mln lat) była w pełni kompensowana przez stopę sedymentacji, co znalazło wyraz w lądowej i płytkomorskiej sedymentacji (Oszczypko, 1997, 1999). W kierunku wschodnim (basen samborski) stopa subsydencji dochodziła do 2000 m/mln lat (Oszczypko, 1998).

W wyniku wczesnobadeńskiej transgresji brzeg basenu przesunął się od 30 do 100 km na północ (ryc. 4B). W jego w osiowej części stopa sedymentacji wynosiła od 250–500

m/mln lat w części morawskiej (Meulenkamp i in., 1996) do 200 m/mln lat w polskiej części basenu. Równocześnie w północnej (szelfowej) części basenu stopa sedymentacji nie przekraczała 50 m/mln lat.

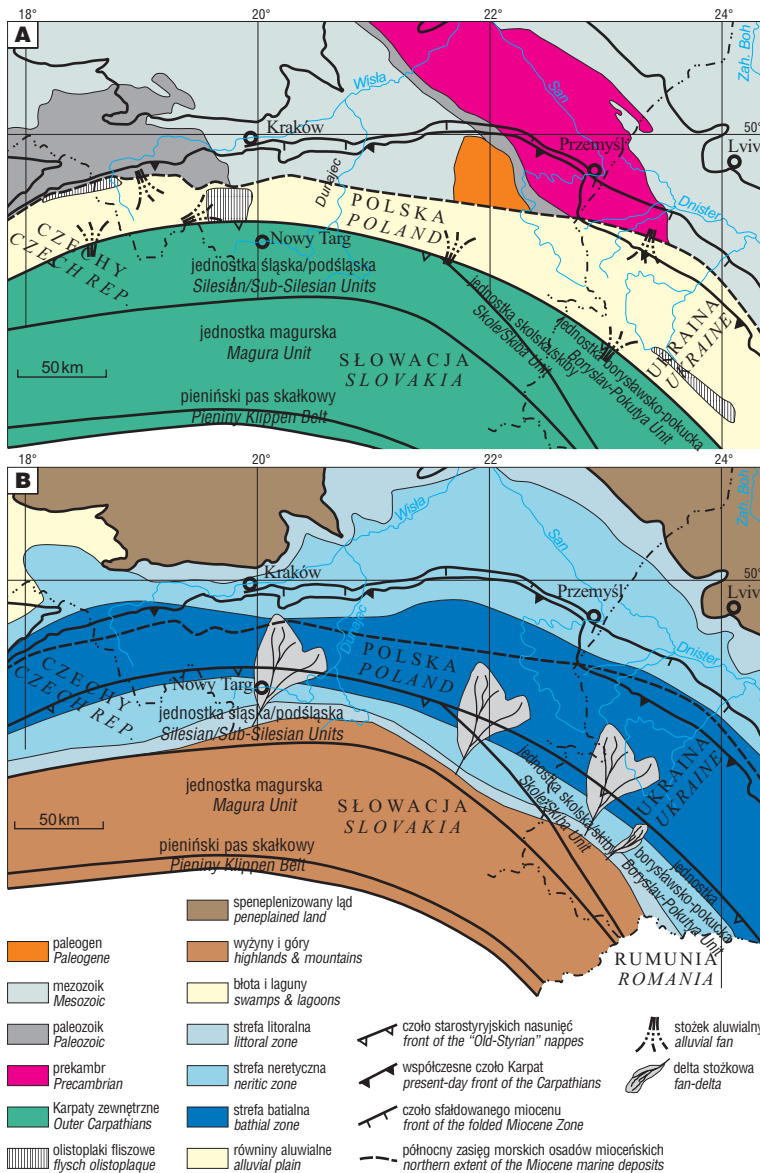
Wczesnobadeńska transgresja morska wkroczyła zarówno na utwory platformowe przedpola, jak i na Karpaty fliszowe. W badenie osie ekstensyjnych rowów przesunęły się ku NE (rów Zawady i krzeszowicki).

Od wczesnobadeńskiej transgresji po schyłek wczesnego sarmatu w zapadlisku przedkarpackim stopa subsydencji była wyższa od stopy sedymentacji, co uwarunkowało morską sedymentację (ryc. 3, 4B, 6). We wczesnym badenie osiowa część basenu osiągała głębokość górnego białcia, podczas gdy w północnej i południowej szelfowej części basenu głębokości mieściły się w obrębie nerytyku — litoral.

Od serrawalu (15 mln lat temu) zaznaczyło się stopniowe ogólne spłytenie zbiornika morskiego, które zapoczątkowało późnobadeński kryzys salinarny w zapadlisku (por. Andreyeva-Grigorovich i in., 2003).

Na diagramach subsydencji wydarzenie to zaznacza się tendencją wznosząca (Oszczypko, 1997, 1998). Późnobadeńskie obniżenie poziomu morza oraz oziębienie klimatu zainicjowało kryzys salinarny na przedpolu Karpat (ryc. 6, por. Oszczypko, 1998; Andreyeva-Grigorovich i in., 2003; Bąbel, 2004). Płytką część basenu ewaporacyjnego rozwinięta na szelfie była zdominowana przez fację siarczanową oraz podrzędnie przez osady węglanowo-litoralne (Kasprzyk, 1993, 1999; Peryt i in., 1998a, b; Bąbel, 1999, 2004). Głębsza część basenu, zajęta przez fację chlorkową, usytuowana była na południu, wzdłuż ówczesnego brzegu Karpat (por. Garlicki, 1979; Bąbel, 2004, 2005; Kasprzyk, 2005). Południowy brzeg basenu ewaporatowego znajdował się na Karpatach, gdzie lokalnie deponowane były sole kamienne Wieliczki oraz gipsy i wapienie litotamniowe „zatoki rzeszowskiej” (ryc. 6, por. Oszczypko, 1997; Andreyeva-Grigorovich i in., 2003). Według Bąbla (2004) głębokość subbasenu gipsowego nie przekraczała kilka metrów, natomiast w subbasenie halitowym wynosiła nie więcej niż 30–40 m. W tym czasie stopa sedymentacji, w polu facji siarczanowej, waha się od kilkunastu metrów do 50 m/mln lat w polu facji chlorkowej. Gdybyśmy jednak przyjęli za Garlickim (1968) okres akumulacji chemicznej na 25–35 Ka, to stopa sedymentacji byłaby o rząd wyższa (Oszczypko, 1998). Po sedymentacji chemicznej brzeg Karpat przesunął się o kilka kilometrów na północ; równocześnie doszło do teleskopowego skrócenia Karpat zewnętrznych, znanego jako „środbadeńska kompresja” (por. Oszczypko, 1997, 1998; Kovač i in., 1998). Skracanie to zostało udokumentowane przez co najmniej 12 km nasunięcie płaszczowiny magurskiej i jednostek grupy przedmagurskiej na jednostkę śląską oraz zdwojenie tektoniczne jednostki podśląskiej (Oszczypko, 1997, 1998; Oszczypko & Oszczypko-Clowes, 2003).

Po sedymentacji chemicznej lokalnie zaznaczyła się erozja (Peryt & Peryt, 1994;



Ryc. 4. Palinspastyczny szkic paleogeograficzny polskiej części zapadliska przedkarpackiego w karpacie (A) i wczesnym badenie (B) wg Oszczypko i in. (2005) uproszczony

Fig. 4. Carpathian (A) and Early Badenian (B) palinspastic paleogeography maps of the Polish Carpathian Foredeep (after Oszczypko et al., 2005, simplified)

Panow & Plotnikow, 1996; Andreyeva-Grigorovich i in., 1997). W rejonie Rzeszowa podłoże zewnętrznej części zapadliska zostało wypiętrzone i lokalnie było erodowane („bezanhydrotowa wyspa rzeszowska”). W obszarze tym erozja usunęła co najmniej 50–100 m osadów chemicznych i podchemicznych (Komorowska-Błaszczyszka, 1965). Obniżenie poziomu morza spowodowało również progradację osadów klastycznych w kierunku basenu (Krzywiec, 1997), a w rejonie Krakowa — depozycję piasków bogucickich (Porebski & Oszczytko, 1999). U schyłku badenu basen uległ pogłębieniu do głębokości nerytycznych (Oszczytko, 1998), a transgresja morska osiągnęła Kotlinę Sadecką (por. Oszczytko i in., 1992). W tym czasie najwyższa stopa subsydencji dochodząca do 2000 m/mln lat zaznaczyła się w wierceniach Przemyśl-136 i Drohobycz-

ka-1 (ryc. 1). W okolicach Rzeszowa subsydencja nie przekraczała 1200–1300 m/mln lat (Oszczytko, 1998, 1999), podczas gdy stopa sedymentacji oscylowała wokół wartości 1000 m/mln lat. W obszarze tym („wyspa rzeszowska”) osady „górnobadenskie” transgresywnie przykrywają platformowe podłoże. W okolicach Bochni i Tarnowa oraz na NE obrzeżeniu zapadliska stopa sedymentacji wynosiła 100–200 m/mln lat. Późnobadenska subsydencja w sposób ciągły przeszła w sarmacką.

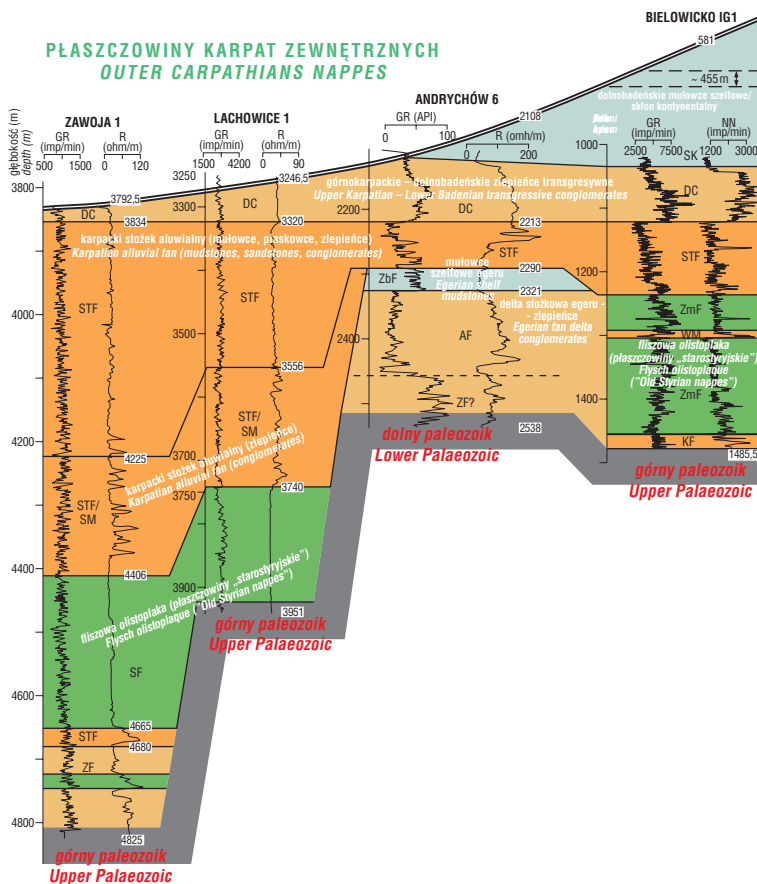
W sarmacie w stosunku do badenu istotnie zmieniło się położenie osi subsydencji, która przemieściła się o 40–50 km na NE. W rowie Wielkich Oczu (wiercenia Ch 1, JK 1, ryc. 1) subsydencja wynosiła od 1500 m w części NE do 2500–3000 m w części SE (Oszczytko, 1998, 1999). Towarzystwo jej wysoka stopa sedymentacji dochodząca do 1700 do 2400 m/mln lat. W kierunku SE, już na terytorium Ukrainy, miąższość sarmackich osadów dochodzi do 5000 m (por. Meulenkamp i in., 1996; Andreyeva-Grigorovich i in., 1997; Bubniak i in., 2001; Kurovets i in., 2004), a odpowiadająca im stopa sedymentacji osiąga 4440 m/mln lat (Meulenkamp i in., 1996). W północnej, brzeżnej części zapadliska całkowita subsydencja nie przekraczała kilkuset metrów. Końcowy okres sedymentacji w zapadlisku przebiegał w płytkim, wysłdzającym się zbiorniku morskim. Sedymentacja morska w zapadlisku przedkarpackim prawdopodobnie przetrwała do późnego miocenu (Wójcik & Jugowiec, 1998), po czym miały miejsce ostatnie ruchy nasuwce w południowej części zapadliska.

Ostatecznie płaszczowiny karpackie osiągnęły swoją dzisiejszą pozycję w okresie posarmackim (Wójcik & Jugowiec, 1998; Oszczytko, 1998).

Sfałdowany miocen

Stefa sfałdowanego miocenu jest najlepiej wykształcona na obszarze tzw. sigmoidy przemyskiej, gdzie wzdłuż granicy polsko-ukraińskiej osiąga szerokość do 20 km (ryc. 1). W Karpatach Wschodnich, na terytorium Ukrainy i Rumunii, miocen sfałdowany jest dzielony na dwie jednostki tektoniczne. Bardziej południowa znana jest jako jednostka borysławsko-pokucka („fałdy wgłębne”) na Ukrainie lub jako jednostka fałdów brzeżnych w Rumunii. Między Dobromilem a Samborem jednostka ta chowa się pod nasunięciem skolskim. Jej przedłużenie w kierunku zachodnim jest wciąż dyskusyjne, a liczne próby poszukiwania fałdów wgłębnych w polskich Karpatach nie przyniosły dotychczas jednoznacznych wyników.

Bardziej zewnętrzna część strefy miocenu sfałdowanego należy do jednostki samborskiej (podkarpackiej w Rumunii), znanej w Polsce jako jednostka stebnicka. Tworzą ją utwory molasowe dolnego i środkowego miocenu (karpat, baden i sarmat), nasunięte na utwory sarmatu zapadliska przedkarpackiego (stefa Bilche-Volytsa na Ukrainie). W Karpatach ukraińskich amplituda nasunięcia jednostki stebnickiej wynosi co najmniej 20 km (por. Andreyeva-Grigorovich i in., 2003; Oszczytko i in., 2005).



Ryc. 5. Korelacja wczesnomiocenich i wczesnobadenskich utworów pod nasunięciem karpackim w rejonie Zawoju, Andrychowa i Cieszyna (wg Oszczytko & Oszczytko-Clowes, 2003; Oszczytko, 2006). ZF — formacja z Zawoju (oligocen–?dolny miocen), AF — formacja z Andrychowa (eger), ZBF — formacja zebrzydowicka (eger–egenburg): olistopaki fliszowe („starorostyryjskie nasunięcia”): SF — Sucha Formacja, ZmF — formacja z Zamarskich, STF — formacja stryszawska (?ottnang–karpat), STF/SM — ogniwo zlepieńców ze Stachorówki formacji stryszawskiej, KF i WM — zlepieńce z przewagą materiału karpackiego, DC — zlepieńce dębowieckie (?górnego karpat–dolny baden), SK — formacja skawińska (dolny baden)

Fig. 5. Well log cross-section of the sub-thrust Early Miocene to Early Badenian deposits of the Zawoja–Andrychów–Cieszyn area (Polish Western Carpathians) after Oszczytko & Oszczytko-Clowes, 2003 and Oszczytko, 2006). ZF — Zawoja Formation (Oligocene–?Lower Miocene), AF — Andrychów Formation (Egerian), ZBF — Zebrzydowice Formation (Egerian–Eggenburgian): flysch olistoplaque (“Old Styrian nappe”): SF — Sucha Formation, ZmF — Zamarski Formation, STF — Stryżawa Formation (?Ottagnian–Karpatian), STF/SM — Stachorówka Conglomerate Member of the Stryżawa Formation, KF and WM — mainly flysch derived conglomerates, DC — Dębowiec conglomerates (?Upper Karpatian–Lower Badenian), SK — Skawina Formation (Lower Badenian)

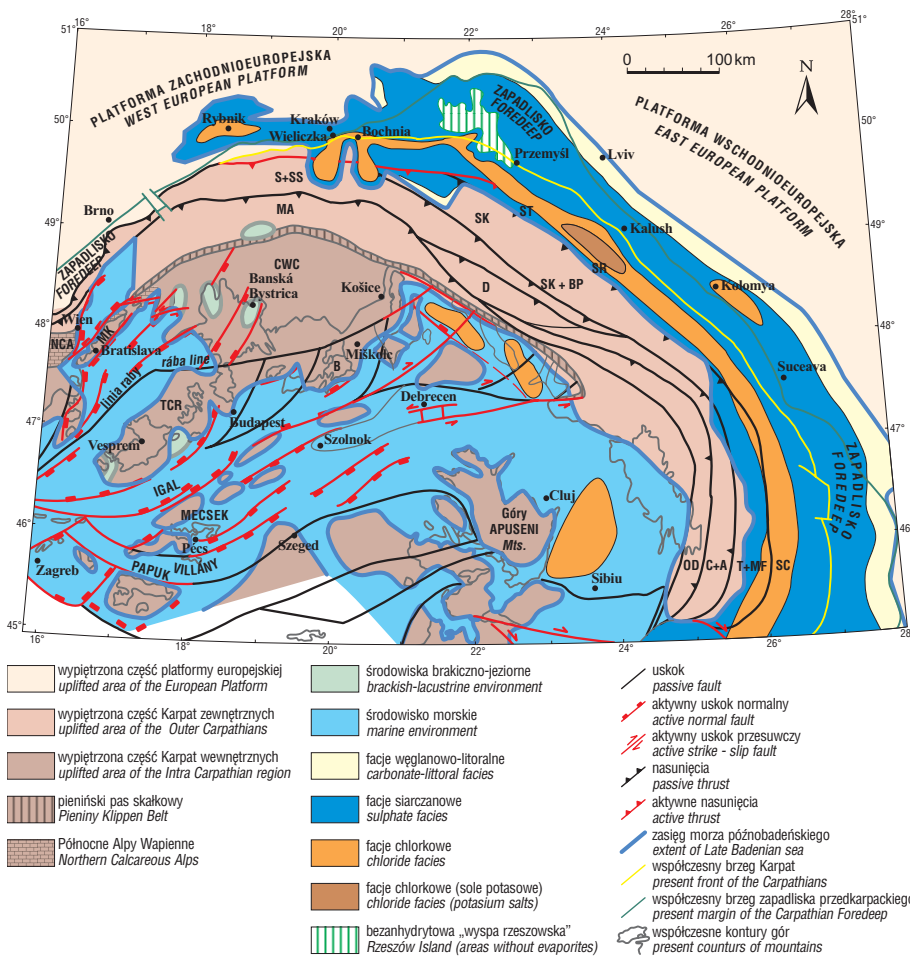
W Polsce, na wschód od Przemyśla, jednostka stebnicka odsłania się na powierzchni (Ney, 1968; Książkiewicz, 1972). Tworzy ją kilka szerokich, zimbrykowanych fałdów z utworami karpatu i dolnego badenu (warstwy stebnickie i balickie, por. Garecka & Olszewska, 1997) w jądrach antyklinalnych oraz utworów górnobadeńsko-sarmackich występujących w synklinach. W rejonie Przemyśla wielkość nasunięcia jednostki stebnickiej na utwory sarmackie zapadliska przedkarpackiego jest nie mniejsza od 15 km (Ney, 1968; Oszczytko i in., 2005). W kilku odwiertach, na złożu gazu ziemnego Przemyśl-Jaksmanice, w spągu jednostki stebnickiej nawiercono zostały eoceńsko-oligoceńskie utwory fliszowe (Zieliński, 1963; Książkiewicz, 1972). W podobnej sytuacji tektonicznej nawiercono zostały oligoceńskie utwory fliszowe w odwiercie Cisowa

IG-1, usytuowanym 15 km na południe od czoła Karpat (Wdowiarski, 1967). Na zachód od Przemyśla jednostka stebnicka chowa się pod nasunięciem jednostki skolskiej. Fragmenty jednostki stebnickiej nawiercono w kilku odwiertach między Przemyślem i Ropczycami (Książkiewicz, 1972; Połtowicz, 2004).

W wielu wierceniach, między Przemyślem i Dębicą, pod jednostką stebnicką lub wprost pod jednostką skolską była nawiercana łuska utworów badeńskich o niewielkiej miąższości (por. Ney, 1968; Połtowicz, 2004).

Od Dębicy w kierunku Brzeska szerokość sfałdowanych utworów badeńsko-sarmackich wyraźnie się poszerza, maksymalnie do 10 km (ryc. 1). Strefa ta jest znana jako „fałdy badeńskie” (Książkiewicz, 1972) lub jako jednostka zgłobicka (Kotlarczyk, 1985; por. Krzywiak i in., 2004; Oszczytko i in., 2005). Do strefy miocenu sfałdowanego należą również fałdy bocheńskie (Poborski & Skoczyła-Ciszewska, 1963). Są to stromo ustawione fałdy Bochni i Zborni, zaklinowane pomiędzy czołem Karpat oraz mioceniem autochtonicznym zewnętrznego zapadliska przedkarpackiego (Ney, 1968; Książkiewicz, 1972; Poborski & Skoczyła-Ciszewska, 1963). Jądra fałdów są utworzone z utworów fliszowych, natomiast skrzydła są zbudowane z dolnobadeńskiej formacji skawińskiej oraz górnobadeńskich utworów solnych formacji wielickiej i warstw chodenickich. Kilka kilometrów na zachód od Bochni (złoża Moszczenica i Łęzkowice) utwory solne i warstwy chodenickie tworzą kilka fałdów, nasuniętych na autochtoniczne utwory górnego badenu (Garlicki, 1971).

Na zachód od Raby czoło nasunięcia karpackiego cofa się prawie o 10 km na południe, tworząc tzw. „zatokę gdowską”. Są to słabo zdeformowane utwory formacji skawińskiej, gipsy i warstwy chodenickie (Książkiewicz, 1972; Połtowicz, 1962, 2004). W późnym badenie (przed depozycją piasków bogucickich) utwory badeńskie zatoki gdowskiej wraz z podłożem mezozoicznym uczestniczyły w synsedymenacyjnych ruchach nasuwczych (Porębski & Oszczytko, 1999). Struktura „zatoki gdowskiej” była interpretowana przez Jonesa (1996, 1997) jako tzw. „strefa trójkątna”. Przed czołem Karpat fliszowych, przy zachodnim zakończeniu zatoki gdowskiej jest usytuowana kopalnia soli w Wieliczce. Złoża jest utworzone ze sfałdowanych utworów formacji skawińskiej (dolny baden),



Ryc. 6. Palinspastyczna mapa paleogeograficzna późnobadeńskiego kryzysu salinarnego w zapadlisku przedkarpackim i w basenach systemu transylwańsko-panońskiego (wg Andreyeva-Grigorovich i in., 2003, uproszczona). Jednostki Karpat zewnętrznych i wewnętrznych: AC — Audia, Macla, płaszczowiny fliszu konwolutnego, BP — jednostka boryslawsko-pokucka, CWC — Centralne Zachodnie Karpaty, D — jednostka dukielska, MA — jednostka magurska, MF — jednostka fałdów brzeźnych, MK — Małe Karpaty, OD — zewnętrzne Dacydy, SC — jednostka podkarpacka, SK — jednostka skolska, SR — jednostka samborska, S — jednostka śląska, SS — jednostka podśląska, ST — jednostka stebnicka, T — jednostka-Tarcau, TCR — Zadunajski Grzbiet (Środkowy), ZD — jednostka zdanicka

Fig. 6. Late Badenian palinspastic paleogeography of the Carpathian Foredeep and Transylvanian-Panonian basin system (after Andreyeva-Grigorovich et al., 2003, simplified). Outer Carpathians and Intracarpethian area: AC — Audia, Macla, Convolute Flysch nappes, BP — Borislav-Pokutya Unit, CWC — Central Western Carpathians, D — Dukla Unit, MA — Magura Nappe, MF — Marginal Folds Unit; MK — Male Carpathy Mts., OD — Outer Dacides, SC — Subcarpathian Unit, SK — Skole Unit, SR — Sambir Unit, S — Silesian Unit, SS — Subsilesian Unit, ST — Stebnyk Unit, T — Tarcua Unit, TCR — Transdanubian Central Range, ZD — Zdanice Unit

utworów solnych (górnym baden) oraz warstw chodenickich (górnym baden). Na zachód od Krakowa strefa miocenu sfałdowanego jest bardzo wąska (Książkiewicz, 1972). W rejonie Andrychowa i Kęt brzeźna część Karpat zbudowana jest z szeregu łusek jednostki podśląskiej przykrytych utworami dolnego i górnego badenu (por. Baran i in., 1997; Oszczytko & Oszczytko-Clowes, 2003). Łuski te zostały określone ostatnio przez Wójcika i in. (1999) jako olistrostromy fliszowe, występujące w osadach górnego sarmatu (panonu) i nasunięte na miocen autochtoniczny zewnętrzniego zapadliska.

Jednostka zgłobicka na całej swej długości jest tektonicznie niejednorodna. Między Wisłoką i Dunajcem („zatoka Pilzna” i „półwysep Tarnowa”) w budowę jednostki zgłobickiej uczestniczą utwory jednostki skolskiej, o miąższości przekraczającej niekiedy 1000 m (Ney, 1968). Ten sektor miocenu sfałdowanego jest uważany przez Połtowicza (2004) za płaszczowinę grawitacyjną. Odmianą budowę ma, bardzo szczegółowo rozpoznana wierceniami i badaniami sejsmicznym, jednostka zgłobicka między Dunajcem i Brzeskiem. Według wcześniejszych badań Kirchnera & Połtowicza (1974) były tutaj wyróżniane trzy łuski (Dębna, Wojniczka i Biadolina), utworzone wyłącznie z utworów badeńsko-sarmackich. Interpretacja tektoniczna tego segmentu jednostki zgłobickiej stała się ostatnio przedmiotem kontrowersji (por. Połtowicz, 2004; Krzywicz i in., 2004). Według Połtowicza (2004) ta część jednostki zgłobickiej jest utworzona z trzech tektonosomów (olistoplak) pochodzenia grawitacyjnego, natomiast Krzywicz i in. (2004) interpretują tektonikę jednostki zgłobickiej w rejonie Brzeska-Wojniczka całkowicie odmiennie, uznając ją za strefę trójkątną powstałą w wyniku kompresji. W interpretacji Krzywca i in. (2004) łuska Dębna jest ściśle związana z nasunięciem karpaccim, łuska Wojniczka to dupleks o pasywnym stropie, natomiast łuska Biadolina to element tektoniczny ograniczony od południa nasunięciem wstecznym, a od północy nasunięciem czołowym. Ponad nasunięciem wstecznym utwory nadewaporatowe są sfałdowane, tworząc głęboką synklinę. Prawdopodobna obecność sarmatu w tej synklinie może świadczyć o synsedymencyjnym charakterze tych deformacji.

Podsumowanie

1) W Karpatach zewnętrznych, od wczesnego do późnego miocenu, w następstwie subdukcji ściśnionej skorupy płyty europejskiej pod mikroplaty Alcapa i Tisza-Dacia, trwały skierowane ku N i NE ruchy nasuwcze. W polskich Karpatach zewnętrznych średnia stopa ruchów nasuwczych wynosiła 12 mm/rok.

2) Przy końcu odtęgnięcia przed czołem aktywnej pryzmy akrecyjnej uformował się fleksuralny basen przedgórski, usytuowany na styku pryzmy akrecyjnej i płyty przedpola. Początkowo w basenie tym osadzały się gruboklastyczne osady lądowe i płytkomorskie, a od miocenu środkowego dominowała sedymentacja morska. Siłą sprawczą subsydenencji tektonicznej w zapadlisku przedkarpaccim było obciążenie przemieszczającymi się ku północy płaszczowinami karpaccimi oraz ugięcie związane z procesami subdukcyjnymi.

3) We wczesnym-środkowym miocenie w miarę przesuwania się orogenu karpacciego zaznacza się stopniowy wzrost subsydenencji.

4) Zapadlisko przedkarpaccie było zasypywane osadami klastycznymi pochodzącymi z erozji Karpat fliszowych i utworów platformowych przedpola. Wyjątek stanowi

okres późnobadeńskiej sedymentacji chemicznej, kiedy to „stagnacji” brzeźnej części Karpat zewnętrznych towarzyszyła początkowo bardzo wolna subsydenacja, a następnie — ruchy wznoszące.

5) Miocenna konwergencja karpacciej pryzmy akrecyjnej powodowała migrację depocentrow na północ i przekraczające zaleganie, na płycie przedpola, stopniowo coraz młodszych osadów.

Praca została sfinansowana z funduszu Badań Statutowych Uniwersytetu Jagiellońskiego DS 1/V/ING/06-808 oraz częściowo z grantu KBN 4T128 04928.

Literatura

- ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A. S., KULCHYTSKY Y. O., GRUZMAN A. D., LOZYNIAK P. Y., PETRASHKEVICH M. I., PORTNYAGINA L. O., IVANINA A. V., SMIRNOV S. E., TROFIMOVICH N. A., SAVITSKAYA N. A. & SHVAREVA N. J. 1997 — Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine. *Geol. Carpathica*, 48: 123–136.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., SAVITSKAYA N. A. & TROFIMOVICH N. A. 2003 — Correlation of the Late Badenian salts of the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 73: 67–89.
- BARAN U., JAWOR E. & JAWOR W. 1997 — Rozpoznanie geologiczne i wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. *Prz. Geol.*, 45: 66–75.
- BĄBEL M. 1999 — History of sedimentation of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geol. Quart.*, 43: 429–447.
- BĄBEL M. 2004 — Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geol. Pol.*, 54: 313–337.
- BĄBEL M. 2005 — Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.*, 55: 9–29.
- BEAUMONT F. 1981 — Foreland basins: *Geoph. Jour. Royal Astron. Soc.*, 65: 291–329.
- BUBNIAK I., POPRAWA P. & BUBNIAK A. 2001 — Tectonic evolution of the Carpathian foredeep in Ukrainian segment: implications from subsidence analysis. [In:] A. Adam, L. Szarka, and J. Szendroi, (eds.), Pancardi 2001, Sopron, Hungary-Abstracts book, p. CP-3.
- BULWA W. & JURA D. 1983 — Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Geol. Kwart. AGH*, 9: 5–27.
- GARECKA M. & OLSZEWSKA B. 1997 — Ostratygrafia jednostki stebnickiej w Polsce. *Prz. Geol.*, 45: 793–798.
- GARECKA M., MARCINIEC P., OLSZEWSKA B. & WÓJCİK A., 1996 — Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów miocennych w podłożu Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, 44: 495–501.
- GARLICKI A. 1968 — Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, 215: 5–77.
- GARLICKI A. 1971 — Złoże soli kamiennej w Łęzkowicach nad Rabą. *Kwart. Geol.*, 15: 930–946.
- GARLICKI A. 1979 — Sedymencja soli miocennych w Polsce. *Pr. Geol. Inst. Geol.*, 119: 1–66.
- JANKOWSKI J., NEY R. & PRAUS A. 1982 — Czy pod całym łukiem północno-wschodnich Karpat istnieją głębokie wody termalne? *Prz. Geol.*, 4: 165–169.
- JIRIČEK R. 1995 — Stratigraphy and geology of the Lower Miocene sediments of the Carpathian Foredeep in South Moravia and adjacent part of Lower Austria. [In:] B. Hamršmid ed., *New results in Tertiary of West Carpathians II*, Knochovnička ZPN, 16: 37–65, Hodonin.
- JONES P. 1996 — Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 44: 139–152.
- JONES P. 1997 — The Carpathian of the Southern Poland: thrust tectonics or wedge tectonic? *AAPG Int. Conf. and Exhibition*. September 7–10, 1997 — Vienna. Abstracts: A27–28.
- JIRIČEK R. 1995 — Stratigraphy and geology of the Lower Miocene sediments of the Carpathian Foredeep in South Moravia and adjacent part of Lower Austria. [In:] B. Hamršmid ed., *New results in Tertiary of West Carpathians II*, Knochovnička ZPN, 16: 37–65, Hodonin.
- JURKOVA A. 1971 — Die Entwicklung der badener Vortiefe im Raum der Mährischen Pforte und Gebiet von Ostrava (German Summary). *Geol. Pr.*, 57: 155–160.
- KASPRZYK A. 1993 — Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63: 33–84.

- KASPRZYK A. 1999 — Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geol. Quart.*, 43: 449–465.
- KASPRZYK A. 2005 — Modele genetyczne badeńskich anhydrytów w zapadlisku przedkarpaccim na obszarze Polski. *Prz. Geol.*, 53: 47–54.
- KIRCHNER Z. & POŁTOWICZ, S. 1974 — Budowa geologiczna obszaru między Brzeskiem a Wojniczem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44: 293–320.
- KOMOROWSKA-BŁASZCZYŃSKA M. 1965 — The anhydrite-less island in the profiles of the Rzeszów Foreland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. Geogr.*, 13: 273–280.
- KOTLARCIK J. 1985 — An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian Orogen in the Rzeszów-Przemysł area, [In:] J. Kotlarczyk, (ed.), *Geotraverse Kraków-Baranów-Rzeszów-Przemysł-Komancza-Dukla. Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpath.-Balkan Geol. Ass.*, Cracow, Poland 1985: 21–32.
- KOVAČ M., NAGYMAROŠY A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., CSONTOS L., MARUNTEANU M., MATEŃCO L. & MARTON E. 1998 — Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene, [In:] M. Rakus, (ed.), *Geodynamic development of the Western Carpathians. Slovak Geol. Surv., Bratislava*: 189–217.
- KRZYWIEC P. 1997 — Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. *Prz. Geol.*, 45: 1039–1053.
- KRZYWIEC P. & JOCHYM P. 1997 — Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Prz. Geol.*, 45: 785–792.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., FLOREK R. & SIUPIK J. 2004 — Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie mioceńskiej jednostki Zgłobiec w rejonie Brzeska-Wojnicza — nowe dane, nowe modele, nowe pytania. *Prz. Geol.*, 52: 1051–1059.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski, T. IV, Tektonika, cz. 3, Karpaty. *Wyd. Geol.*
- KUROVETS I., PRYTULKA G., SHPOT Y. & PERYT T. M. 2004 — Middle Miocene Dashava Formation sandstones, Carpathian Foredeep, Ukraine. *Jour. Petrol. Geol.*, 27: 373–388.
- MEULENKAMP J. E., KOVAČ M. & CICHÁ I. 1996 — On Late Oligocene to Pliocene depocentre migration and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. *Tectonophysics*, 266: 301–317.
- MORYC W. 1989 — Miocen przedgórze Karpat Zachodnich w strefie Bielsko-Kraków. [In:] *Tektonika Karpat i Przedgórze w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wybrane). Referaty sesji Komisja Tekt. Komit. Nauk Geol. PAN. Kraków*: 170–195.
- NEY R. 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpacciego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. Geol.* 45: 1–82.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian foredeep-development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpathica*, 49: 1–18.
- OSZCZYPKO N. 1999 — Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpacciego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 209–230.
- OSZCZYPKO N. 2004 — The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geol.*, 52: 780–791.
- OSZCZYPKO N. 2006 — Late Jurassic–Miocene geodynamic evolution of the Outer Carpathian fold and thrust belt and its foredeep (Western Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, 50: 169–194.
- OSZCZYPKO N. & OSZCZYPKO-CLOWES M. 2002 — The new findings of Lower Miocene deposits in the Nowy Sącz area (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Quart.*, 46: 15–30.
- OSZCZYPKO N. & OSZCZYPKO-CLOWES M. 2003 — The Aquitanian arine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its paleogeographical and paleotectonic implications. *Acta Geol. Pol.*, 53: 101–122.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1985 — An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 55–76.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpathica*, 40: 23–36.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A. 1985 — Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29: 109–128.
- OSZCZYPKO N. & LUCIŃSKA-ANCZKIEWICZ A. 2000 — Early stages of the Polish Carpathian foredeep development. *Slovak Geol. Mag.*, 6: 136–138.
- OSZCZYPKO N., OLSZEWSKA B., ŚLĘZAK J. & STRZĘPKA J. 1992 — Miocene Marine and Brackish Deposits of the Nowy Sącz Basin (Polish Western Carpathians) — New Lithostratigraphic and Biostratigraphic Standards. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 40: 83–96.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T. 2005 — Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) — its sedimentary, structural and geodynamic evolution. [In:] J. Golonka and F. J. Picha (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. Mem. AAPG*, 84: 293–350.
- OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., MENČIK E., DVORAK J. & MATEJOVSKA O. 1989 — Geological map of the substratum of the Tertiary of the Western Outer Carpathians and their foreland, [In:] D. Poprawa, and J. Nemcok, cords., *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państw. Inst. Geol.*
- PANOW G. M. & PLOTNIKOW A. M. 1996 — Badeńskie ewaporaty ukraińskiego Przedkarpacia: litofacje i miąższość. *Prz. Geol.*, 44: 1024–1028.
- PERYT D. 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 45: 119–131.
- PERYT T. M. & PERYT D. 1994 — Badenian (Middle Miocene) Ratyn Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 42: 127–136.
- PERYT T. M., JASIONOWSKI M., KAROLI S., PETRICHENKO O. I., POBEREGSKI A. V. & TURCHINOV I. I. 1998a — Correlation and sedimentary history of the Badenian gypsum in the Carpathian Foredeep (Ukraine, Poland, and Czech Republic). *Prz. Geol.*, 46: 729–732.
- PERYT T. M., PERYT D., SZARAN J., HAŁAS S. & JASIONOWSKI M. 1998b — O poziomie anhydrytowym badenu w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 7 k. Jarosławia (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 379: 61–78.
- POBORSKI J. & SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. 1963 — O miocenie w strefie nasunięcia karpacciego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 339–349.
- POŁTOWICZ S. 1962 — Outline of the tectonic structure of the bay. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr.*, 10: 53–60.
- POŁTOWICZ S. 2004 — Jednostka stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat Polskich. *Geol., Kwart. AGH*, 30: 85–120.
- PORĘBSKI S. & OSZCZYPKO N. 1999 — Litofacje i geneza piasków bogucickich (górnym baden), zapadlisko przedkarpaccie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 57–82.
- PRICE R. J. 1973 — Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, Southern Canadian Rockies. [In:] De Jong K. A. & Scholten R. (eds.), *Gravity and Tectonics. Wiley, New York*, 491–502.
- ROYDEN L. H. & KARNER G. D. 1984 — Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for insufficient topographic load. *AAPG Bull.*, 68: 704–712.
- ROYDEN L. H. 1993 — Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12: 629–638.
- RYLKO W. & TOMAS A. 1995 — Morphology of the consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of magnetotelluric data. *Kwart. Geol.*, 39: 1–16.
- STRZĘPKA J. 1981 — Dołnomiocenska mikrofauna z wiercenia Sucha IG 1, Polska. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 117–122.
- ŚLĄCZKA A. 1977 — Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG 1. *Kwart. Geol.*, 21: 405–406.
- VASS D. & CECH F. 1983 — Sedimentation rates in Molasse basins of the Western Carpathians. *Geol. Carpathica*, 34: 411–422.
- WDOWIARZ S. 1967 — Wyniki wiercenia Cisowa IG 1. *Kwart. Geol.*, 11: 449–450.
- WDOWIARZ S. 1976 — O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpacciego w Polsce. *Prz. Geol.*, 24: 350–357.
- WÓJCIK A. & JUGOWIEC M. 1998 — The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland). *Prz. Geol.*, 46: 763–770.
- WÓJCIK A., SZYDŁO A., MARCINIEC P. & NESCIERUK P. 1999 — Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego-nowa jednostka tektoniczna. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 231–248.
- ZOETEMEIJER R., TOMEK C. & CLOETINGH S. 1999 — Flexural expression of European continental lithosphere under the Western Outer Carpathians. *Tectonics*, 18: 843–861.
- ZIELIŃSKI J.J. 1963 — Odkrycie fliszowego fałdu wglębnego w rejonie Przemysła. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 387–392.
- ŻYTKO K. 1997 — Electrical conductivity anomaly of the northern Carpathians and the deep structure of the orogen. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 25–44.

Praca wpłynęła do redakcji 17.01.2006 r.
Akceptowano do druku 06.02.2006 r.