Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego

Nestor Oszczypko*

The Miocene dynamics of the Carpathian Foredeep in Poland

Summary. The Outer Western Carpathians are built up of a stack of nappes and thrust-sheets overthrust onto the Miocene deposits of the Carpathian Foredeep. However, along the frontal Carpathian thrust, a narrow zone of folded Miocene deposits was developed (Fig. 1). The basement of the Carpathian Foredeep represents the epi-Variscan platform and its cover. The present-day structure of the basement was formed during the Late Alpine continental collision. The depth of the platform basement ranges from few hundred metres up to 3 500 m in the Carpathian Foredeep, whereas in the south of the Carpathian margin, this value oscillates from 500 to 4500 m (Z-1 , Fig. 1) in the west, and from 2000 to 7000 m (K-1 borehole, Fig. 1) in the east, respectively. The magneto-telluric soundings in the Polish Carpathians revealed a high resistivity horizon connected with a consolidated-crystalline basement (Ryłko & Tomaś, 1995). The depth of the crystalline basement varies from 3–5 km in the northern part of the Carpathians, dips to approximately 15–20 km at its deepest point, then peaks at about 8–10 km in the southernmost part (Fig. 2). The axis of the basement depression coincides more or less with the axis of the gravimetric minimum.

In the Polish part, the width of the outer foredeep (outside the Carpathians) varies between 30–40 km in the western segment up to 90 km in the eastern one. The outer foredeep is filled up with Badenian and Sarmatian marine deposits, from few hundred up to about 3 500 m in thickness. The inner foredeep located beneath the Carpathian nappes is more than 50 km wide (Oszczypko & Ślączka, 1989). The inner foredeep is composed of the Lower to Middle Miocene autochthonous deposits of up to 1500 m thick. The Lower Miocene deposits are mainly terrestrial in origin, whereas the Badenian and Sarmatian deposits are marine. The oldest — Burdigalian (Ottnangian–Karpatian) deposits, up to 1000 m thick, have been pierced in the drilling Zawoja-1 (Fig. 1). These deposits are composed of conglomerates passing upwards into variegated claystones and mudstones and contain a 200 m thick, flysch-derived olisthoplaca (Moryc, 1989). The Badenian deposits in Poland are traditionally subdivided into the lower (sub-evaporatic), middle (evaporatic) and upper (supra-evaporatic) ones, which do not fit (Fig. 3) with new chronology of the Central Paratethys (Steininger et al., 1990).

In this paper the terms: Lower, Middle and Upper Badenian used in lithostratigraphic sence are in brackets. The Lower Badenian begins with conglomerates passing upwards into dark, clayey-sandy sediments. The thickness of the "Lower Badenian" deposits is variable, reaching up to 1000 m in the western inner foredeep, whereas in the remaining part of the inner foredeep rarely exceeds 30–40 m. According to the nannoplankton study, the formation belongs to NN 5 zone, and in the uppermost part to NN 6. The evaporitic horizon (anhydrites and salts), traditionally regarded as "Middle Badenian", overlies these deposits or rests directly upon the platform basement. The age of the evaporitic horizon could be estimated as the uppermost part of the NN 5 up to NN 6/ NN 7 zones (Andreeva-Grigorovich, 1994; Peryt & Peryt, 1994; Gaździcka, 1994).

The evaporatic horizon passes upwards into "Upper Badenian"–Sarmatian (NN 8/9 zone, see Gaździcka, 1994) sandy-silty deposits with a thick sandstone complex at the base. Their thickness ranges from a few hundred metres in the Tarnów area up to 3000 meters near Przemyśl. In the Rzeszów area these deposits rest directly on the platform basement.

The burial history was constructed on the basis of selected wells (Z-1, BIG-1, D-1, Al-11, H-42, M-83; Figs 1, 4, 5). The computation procedures of Van Hinte (1978), Sclater & Christie (1980), and Angevine et al. (1990) have been used. In the construction of total subsidence curve the decompacted sediment load and paleobathymetry were used. For the wells (Z-1, BIG-1, D-1) located in the Carpathians the post nappe tectonic load was additionally regarded. Backstripped subsidence was corrected using simplified Airy isostasy model and paleobathymetry. The total subsidence was 1,5–1,8 times higher than tectonic subsidence (Tab. 1). The subsidence of the inner foredeep was strongly controlled both by the sediment and nappe load. In the case of Z-1 borehole (Fig. 4) the nappe loading took place at least two times. In the outer foredeep (Al-11) the influence of the nappe load was indirect. The Carpathian Foredeep began to form during the Middle Burdigalian period, simultaneously with the folding, overthrust and inversion of the Outer Carpathians (Oszczypko & Ślączka, 1985, 1989). The northern edge of the Early Miocene foredeep was located about 20 to 50 km south from present-day position of the frontal Carpathian thrust, whereas the axis of subsidence more or less coincided with axis of the depression of the magnetotelluric basement (Figs 1, 2, 6). The basin was dominated by the continental (red beds) sedimentation and filled up mostly with the products of erosion of the emerged platform. Total subsidence in the area of the Zawoja-1 borehole (Fig. 4) reached at least 1500 m (1,0 mm/a). Towards the east, the subsidence increased up to more than 2000 m (Sambor–Rozniatow unit). At that time the Cieszyn–Slavkov Ridge was in foreland bulge position. In the Sucha Beskidzka–Cieszyn area the Lower Miocene deposits consist of two horizons containing flysch olistoplacas derived from the front of the contemporaneous Carpathians (Oszczypko & Tomaś, 1985). The upper olistostroma was probably connected with overthrusting of the Silesian/Subsilesian units onto the Lower Miocene molasses (Early Styrian Phase). As a result the front of the Carpathians was shifted 15 km towards the north (Fig. 6). The Lower Miocene deposits additionally loaded by the flysch nappes caused an extra subsidence about 2000 km (2,0 mm/a). This subsidence enabled transgression of the Early Badenian sea onto the Carpathians. The Early to Middle Badenian subsidence was highly differentiated, from few dozen metres in the outer foredeep up to more than 1000 m in the inner foredeep (Figs 4, 5). The Lower Badenian axis of subsidence was located 20 to 40 km to the south of the present position of the Carpathian frontal thrust (Fig. 1). During the evaporitic sedimentation the rate of subsidence was very low. In the Rzeszów area this quiescent period was probably characterised by viscoelastic relaxation, and uplift of the Rzeszów Paleo-ridge. This uplift was probably connected with erosion of the "Lower Badenian" deposits ("Rzeszów Island"). After the salinity crisis the Carpathians shifted 20–30 km towards northeast. It caused "Upper Badenian" subsidence up to 1500 m, collapse

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków

of the Rzeszów Paleo-ridge, and a new sea transgression onto the Carpathians. The Sarmatian depocenter was located in the NE part of the basin that was oblique to the Carpathians. The total subsidence was up to 3 000 m. At the end of Sarmatian the Carpathians moved towards the NE and reached present-day position. It was probably followed by the regional regression of sea.

The Miocene subsidence in the Carpathian Foredeep was due to the foredeep sediments and thrust-induced load (Fig. 7). However, Royden & Karner (1984) proved that this load was insufficient to create observed deflexion of the foreland plate, and postulated existence of an additional subsurface load on the subducted plate. During the Lower to Middle Miocene (7,8 ma) mean rate of the frontal Carpathian thrusting, is approximated as 7,7–12, 3 mm/a. During that time, the loading effect of thickening Carpathian wedge on foreland plate increased. It caused an increase of total subsidence. During the Late Badenian-Sarmatian time the rate of overthrusting was less than that of pinch-out migration (13,8 mm/a) and this resulted in basin widening (Allen & Allen, 1992). The Early to Middle Miocene shifting of the Carpathian wedge resulted in migration of depocenters and onlapping of the successively younger deposits onto the foreland plate. The Miocene foreland stratigraphy of the Carpathian Foredeep was controlled by deflection of the foreland plate (Figs 1, 3, 7) (Oszczypko & Ślączka, 1989).

Polskie Karpaty stanowią fragment wielkiego łańcucha górskiego o długości ponad 1 300 km, biegnącego od okolic Wiednia po Żelazną Bramę na Dunaju. Na zachodzie łączą się one z Alpami Wschodnimi, a na wschodzie z Bałkanami. Tradycyjnie Karpaty Zachodnie dzieli się na starsze (górnokredowe) pasmo fałdowe nazywane Karpatami wewnętrznymi i młodsze (oligoceńsko-środkowo-mioceńskie), znane jako Karpaty zewnętrzne lub fliszowe (ryc. 1). Na granicy obu pasm jest usytowany pieniński pas skałkowy. Polskie Karpaty zewnętrzne tworzy wiele jednostek strukturalnych wyższego rzędu (płaszczowin). Licząc od południa są to płaszczowiny: magurska, grupa przedmagurska (grybowska, dukielska), śląska, podśląska oraz skolska. Płaszczowina magurska stanowi środkowooligoceńską pryzmę akrecyjną, nasuniętą na dolno-środkowo-mioceńską pryzmę (mołdawidy, Sandulescu, 1988), utworzoną z jednostek grupy przedmagurskiej, śląsko-podśląskiej i skolskiej. W całości Karpaty zewnętrzne są płasko nasunięte na mioceńskie osady zapadliska przedkarpackiego.

Wzdłuż czoła Karpat fliszowych występuje wąska strefa miocenu sfałdowanego utworzona z jednostek stebnickiej i zgłobickiej. Jednostki allochtoniczne tworzą rodzaj wąskiego, zapadającego na południe klina. Zapadlisko przedkarpackie jest wypełnione dolno-środkowo-mioceńskim molasami, powstałymi przed czołem nasuwających się Karpat fliszowych. Na przedpolu Karpat miąższość osadów mioceńskich dochodzi do 3 500 m (ryc. 1), a pod nasunięciem karpackim, nie przekracza zazwyczaj 1 000 m. Podobnie jak w innych rowach przedgórskich (Homewood i in., 1986, Allen & Allen, 1992) dynamika zapadliska przedkarpackiego, a zwłaszcza jego subsydencja, została uwarunkowana wieloma czynnikami. Wśród najważniejszych wymienić można: sprężysto-elastyczne właściwości podłoża platformowego, wielkość obciążenia nowopowstałymi osadami molasowymi oraz nasuwającym się orogenem, paleobatymetrię oraz okresowe wahania poziomu morza. Odtworzenie sybsydencji wymaga w miarę dokładnych danych o litologii, środowisku sedymentacyjnym oraz wieku osadów. W przypadku zapadliska przedkarpackiego zagadnienia te nie była dotychczas szerzej rozpatrywane (por. Oszczypko i in., 1993). Ostatnio badania nad mioceńską subsydencją polskiej części zapadliska przedkarpackiego zostały podjęte przez autora w ramach tematu *Analiza basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia* prowadzonego przez Państwowy Instytut Geologiczny. Wstępne wyniki tych badań zostały przedstawione na XV Kongresie KBGA w Atenach (Oszczypko, 1995).

Struktura podłoża platformowego zapadliska przedkarpackiego i Karpat zewnętrznych

Podłoże zapadliska oraz brzeżną część Karpat (ryc. 2) rozpoznano na podstawie bardzo licznych wierceń — prowadzonych przez Górnictwo Naftowego i Państwowy Instytut Geologiczny — oraz badań geofizycznych (sejsmika, grawimetria, sondowania magnetoteluryczne). Podłoże to stanowi platforma epiwaryscyjska i jej pokrywa permsko-mezozoiczna (Oszczypko i in., 1989). Współczesna struktura podłoża uformowała się w okresie późnoalpejskiej kolizji kontynentalnej pomiędzy płytą północnoeuropejską i mikropłytą słowacko-panońską. Skonsolidowane podłoże tworzą proterozoiczne skały krystaliczne i proterozoiczno-wczesnopaleozoiczne metasedymenty. Głębokość podłoża platformowego w zapadlisku waha się od kilkuset metrów do 3 500 m, a w rozpoznanej wierceniami części Karpat wartości te wynoszą odpowiednio od 500 do 5 000 m części zachodniej (otwór Zawoja-1) oraz od 2 000 m do 7 000 m w części wschodniej (Kuźmina-1, ryc. 1).

Sondowaniami magnetotelurycznymi wykryto wysokooporowy poziom, prawdopodobnie związany ze stropem skonsolidowanego podłoża (Ryłko & Tomaś, 1995). W brzeżnej części Karpat jego strop znajduje się na głęb. 3 –5 km. W kierunku południowym obniża się on aż do 15–20 km, po czym w najbardziej południowej części, ponownie podnosi się do głębokości 8–10 km (ryc. 2). Oś obniżenia w przybliżeniu pokrywa się z osią regionalnego minimum grawimetrycznego. Badaniami geomagnetycznymi wykryto również linię zerowych wartości wektora Wiesego, być może wyznaczającą południową krawędź platformy północnoeuropejskiej. Zachodnia część zapadliska charakteryzuje się blokową strukturą podłoża, podczas gdy w części wschodniej są widoczne głębokie struktury erozyjne. Te dowiązujące do kierunku NW–SE paleodoliny, zostały wyerodowane w okresie paleogenu–wczesnego miocenu. Erozja została poprzedzona ruchami laramijskimi, w następstwie których powstały uskoki inwersyjne o kierunku NW–SE, znane z północnej części zapadliska (Oszczypko i in., 1989). W czasie środkowomioceńskiej ekstensji część tych uskoków uległa odnowieniu.

Osady mioceńskie zapadliska i Karpat fliszowych

W zapadlisku przedkarpackim wyróżnić można część zewnętrzną, leżącą na północ od Karpat oraz część wewnętrzną ukrytą pod nasuniętymi Karpatami (Ney, 1968). W części zewnętrznej wyodrębniają się trzy różniące się od siebie segmenty: zachodni o kierunku SW–NE i szerokości 30–40 km, środkowy (równoleżnikowy), którego szerokość w okolicach Krakowa zwęża się do 5–10 km oraz wschodni o kierunek NW–SE i szerokości do 90–100 km. Zapadlisko zewnętrzne jest wypełnione środkowomioceńskimi osadami morskimi o miąższości od kilkuset metrów w północnej brzeżnej części do ok. 3 500 m w części południowo-wschodniej (Ney i in., 1974).

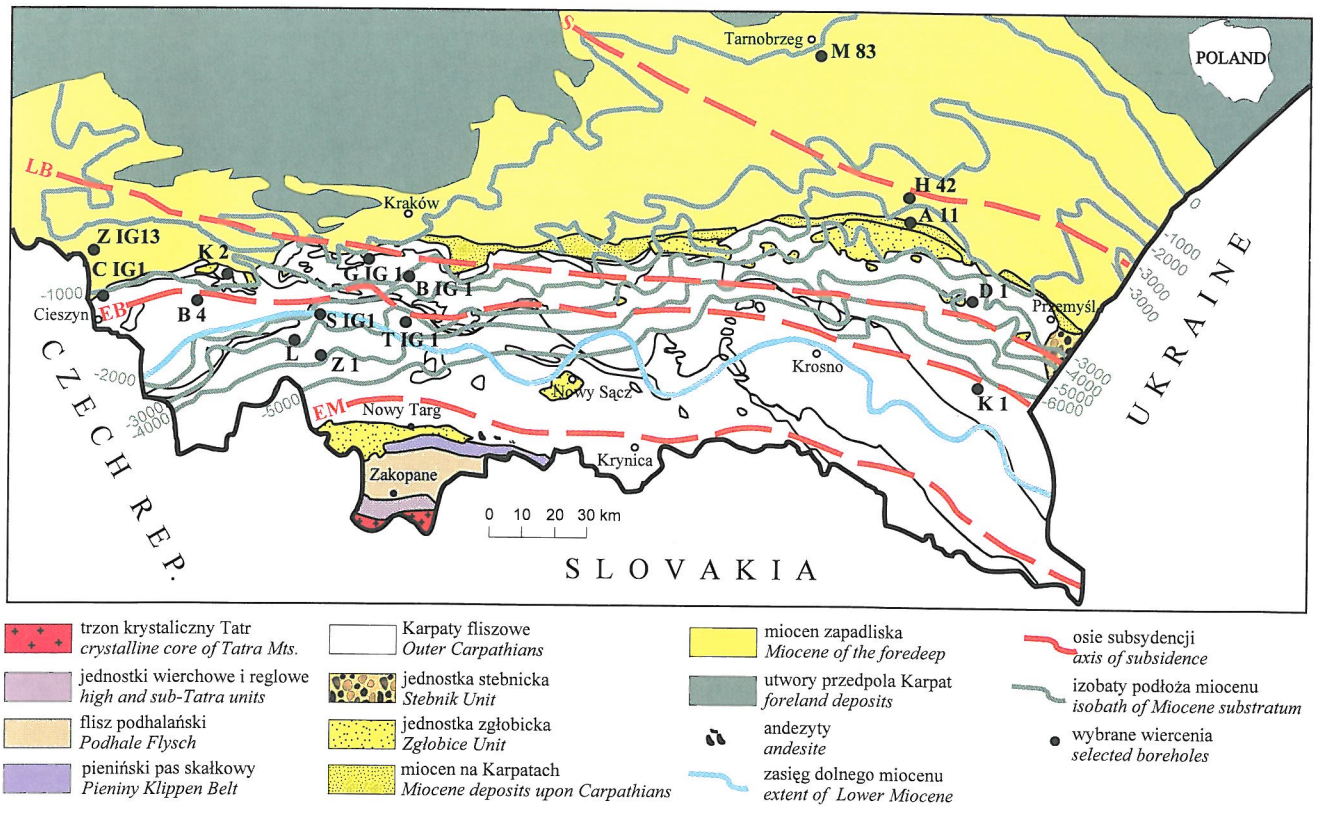
Pod nasunięciem Karpat fliszowych znajduje się zapad-

lisko wewnętrzne, którego szerokość prawdopodobnie jest nie mniejsza od 50 km (Oszczypko & Tomaś, 1985; Oszczypko & Ślączka, 1989). Jest ono wypełnione dolno- i środkowomioceńskimi osadami autochtonicznymi, powstałymi w zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych (ryc. 3). Dolnomioceńskie osady są głównie pochodzenia lądowego, podczas gdy środkowomioceńskie mają genezę morską. W zapadlisku wewnętrzym miąższość osadów mioceńskich, zazwyczaj tektonicznie zredukowana, waha się od 0 do 1 500 m. Z osadów odkorzenionych uformowały się jednostki allochtoniczne (zgłobicka i stebnicka). Utwory miocenu sfałdowanego osiągają większe miąższości tylko w brzeżnej południowo-wschodniej cześci Karpat. Powierzchnia odkłucia utworów allochtonicznych prawie zawsze była usytuowana w obrębie osadów mioceńskich, a wyjątkowo tylko głębiej, w podłożu platformowym (zatoka gdowska) (Połtowicz, 1962).

Początek formowania polskiej cześci zapadliska przedkarpackiego oraz wiek jego najstarszych osadów nie został dotychczas jednoznacznie określony. Zazwyczaj początek sedymentacji molasowej wiąże się z zakończeniem sedymentacji fliszowej oraz sfałdowaniem Karpat zewnętrznych. Nie można jednak wykluczyć, że okresowo mogły współwystępować ze sobą — resztkowy basen fliszowy i embrionalny basen molasowy (Oszczypko & Ślączka, 1989). Dla określenia początków powstawania zapadliska ważne znaczenie ma wiek najmłodszych osadów fliszowych w Karpatach polskich. Według Kotlarczyka (1985) jest to wczesny burdygał, czyli eggenburg. Podobne daty uzyskano dla jednostki borysławsko-pokuckiej (Karpaty ukraińskie) oraz fałdów brzeżnych (Karpaty rumuńskie), gdzie istnieją przejścia od osadów fliszowych do molasowych. W jednostkach tych najmłodze osady fliszowe są zaliczane do zony nannoplanktonowej NN2-NN3 (Andreeva-Grigorovich i in., 1995, Melinte,1995), czyli do wczesnego burdygału (eggenburg–ottnang). Podobny jest wiek najmłodszych osadów w jednostkach żdanickiej i pouzdrzańskiej w morawskich Karpatach (Krhovsky i in., 1995). Daty te są zasadniczo zgodne z badaniami wieku radiometrycznego tufitów z warstw krośnieńskich w Polsce (Van Couvering i in., 1981). W świetle tych danych w polskiej części zapadliska prawdopodobnie nie należy się spodziewać osadów starszych od ottnangu.

W obrębie mioceńskich osadów zapadliska wyróżnianych jest wiele, najczęściej nieformalnych i wzajemnie nieskorelowanych ze sobą, jednostek litostratygraficznych (ryc. 3), zwanych warstwami lub rzadziej formacjami (Ney, 1968; Ney i in., 1974; Moryc, 1989). Osady dolnomioceńskie są znane z głębokich wierceń Sucha IG-1, Zawoja-1 (Z-1) oraz Lachowice (L)-1,2 (Ślączka, 1977; Moryc, 1989; Połtowicz, 1995), gdzie nawiercono je pod nasunięciem karpackim (ryc. 1). Według Moryca (1989) najstarsza jest formacja z Zawoi, stwierdzona w wierceniu Zawoja-1 na głębokości 4666,0–4825,5m. Należą do niej spągowe konglomeraty przechodzące ku górze w 120 m kompleks ciemnoszarych żwirowców ilastych z kilkoma przeławiceniami silnie zdeformowanych czarnych mułowcow. Profil kończą zielone, bezwapniste iłowce.

Ponad opisanymi utworami leży formacja z Suchej (Ślączka, 1977; Moryc, 1989) o miąższości do 200 m. Jest to fliszowa olistostroma (olistoplaka), utworzona głównie z czarnych łupków dolnokredowych, typu wierzowskiego.



Ryc. 1. Szkic geologiczny polskich Karpat i zapadliska przedkarpackiego (wg Żytko i in., 1989, uzupełnione); EM —wczesny miocen, EB —wczesny baden, LB — późny baden, S — sarmat; wiercenia: A 11 — Albigowa 11, BIG 1 — Borzęta IG 1, B 4 — Bielsko 4, CIG 1 — Cieszyn IG 1, D 1 — Drohobyczka 1, GIG 1 — Głogoczów IG 1, H 42 — Husów 42, K 1 — Kwaszenina 1, K 2— Kęty 2, L — Lachowice 1, 2, M 83 — Jamnica M 83, SIG 1 — Sucha IG 1, TIG 1 — Tokarnia IG 1, Z 1 — Zawoja 1, ZIG 13 — Zebrzydowice IG 13

Fig. 1. Sketch-map of the Polish Carpathians and their foredeep (after Żytko et al., 1989, suplemented); EM —Early Miocene, EB — Early Badenian, LB — Late Badenian, S —Sarmatian

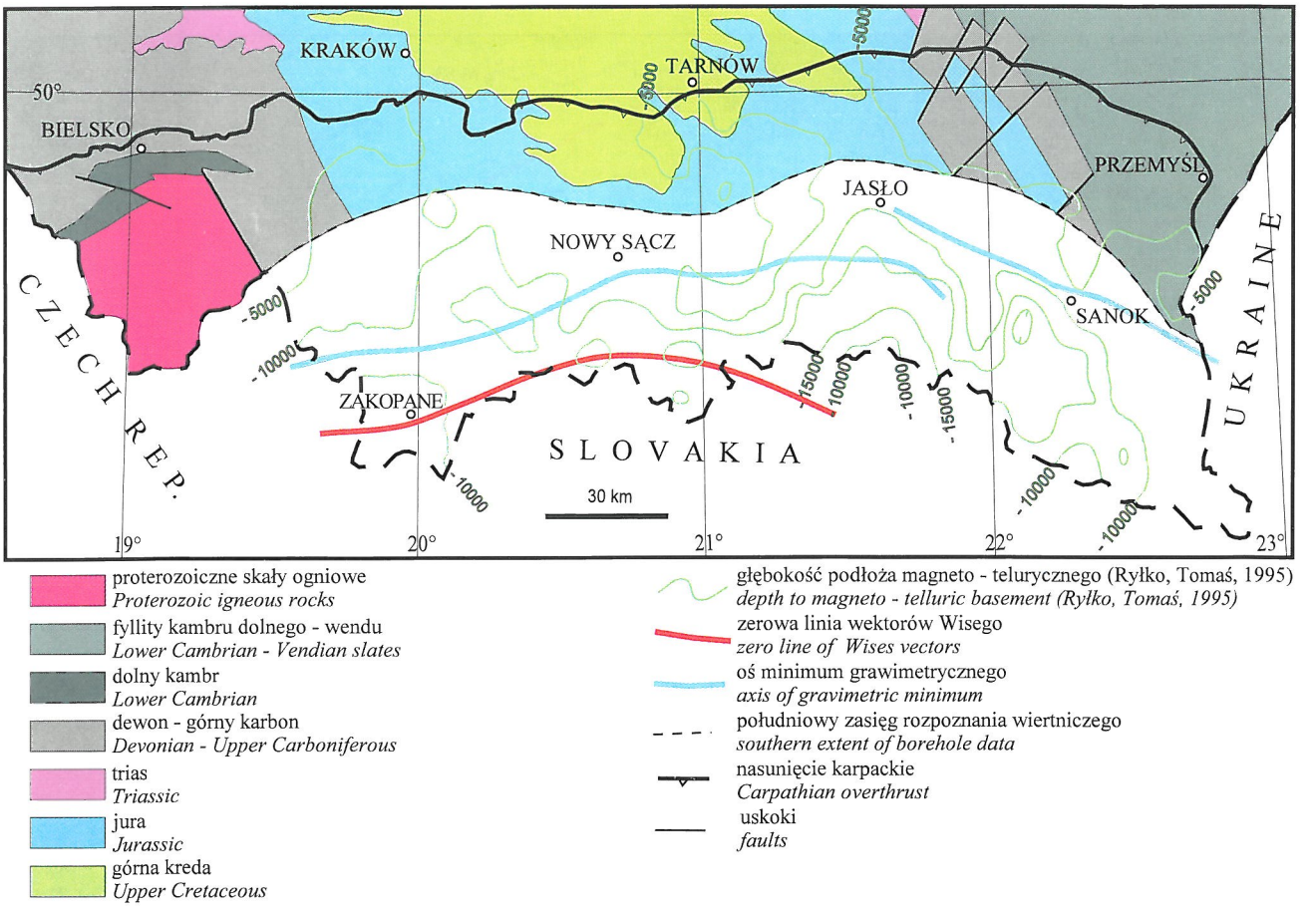
Wyżej w profilu występuje formacja stryszawska o miąższości 360–510 m (Ślączka, 1977; Moryc, 1989). Jej dolną cześć tworzą zlepieńce ze Stachorówki o miąższości 160 –235 m. W zlepieńcach dominuje materiał platformowy. Wyższa cześć formacji (ogniwo z Bielska, por. Moryc, 1989) to szare, oliwkowe, brązowe i wiśniowe iłowce i mułowce z przeławiceniami gruboziarnistych piaskowców i drobnych zlepieńców.

Najmłodsza mikrofauna z tej części profilu zaliczona została do ottnangu/karpatu (Strzępka, 1981).Według ostatnich badań (Garecka i in., 1996) formacja ta zawiera nannoplankton karpatu (NN 4). Z uwagi na wykształcenie facjalne oraz brak mikro- i makrofauny, którą bezspornie można by uznać za autochtoniczną, opisane utwory dolnomioceńskie prawdopodobnie reprezentują osady stożków aluwialnych, powstałych w środowisku lądowym (typu *red beds*). W środowisku tym równiny aluwialne mogły być okresowo zalewane płytkimi ingresjami morskimi. Na podstawie wykształcenia litologicznego i wieku można przypuszczać, że formacja stryszawska jest autochtonicznym odpowiednikiem warstw stebnickich. W otworze Sucha IG-1 ponad formacją strzyszawską nawiercono zlepieńce dębowieckie (Ślączka, 1977). Pomimo, iż wiek ich nie został dotychczas ustalony, to zazwyczaj zalicza się je do najniższego badenu/? karpatu.

W okolicach Bielska-Białej i Cieszyna rozwój spągowych osadów mioceńskich jest odmienny. Prawdopodobnie najstarszymi osadami są tutaj jasnoszare piaski o miąższości około 100 m z wkładką ciemnych iłowców o miąższości 19, 5 m. Utwory te zaliczono do formacji hałcnowskiej (?ottnang, por. Kuciński & Nowak, 1975; Kuciński i in., 1975). Wyżej w profilu została opisana formacja z Bielska-Białej o miąższości 77 metrów. Należą do niej zielonkawoszare mułowce z przeławiceniami zlepieńców i bloków karbońskich (Kuciński & Nowak, 1975). Na podstawie badań mikrofaunistycznych formację zaliczono do karpatu (Kuciński i in., 1975).

Natomiast w wierceniach Cieszyn IG-1 oraz Zebrzydowice IG-13 podobne utwory opisano jako formację zebrzydowicką (Buła & Jura, 1983). W tej formacji znaleziono ostatnio nannoplankton eggenburgu–karpatu (Garecka i in., 1996). Podobne utwory występowały również w wierceniu Tokarnia IG-1 (Szotowa, 1975), a pewne analogie do formacji bielskiej wykazuje 70 metrowy pakiet mułowców i iłowców marglistych stwierdzony wśród zlepieńców dębowieckich w otworze Sucha IG-1 (por. Ślączka, 1977). W wierceniu Bielsko-4, formacja bielska, była przykryta przez 97 m kompleks zlepieńców dębowieckich (formacja komorowicka według Kucińskiego i in., 1975). W analogicznej pozycji zlepieńce dębowieckie nawiercono w pobliżu Cieszyna oraz w otworze Tokarnia IG-1. W rejonie Cieszyna (Cieszyn IG-1, Zamarski IG-1, Bielowicko-IG-1) pomiędzy zlepieńcami dębowieckimi i formacją zebrzydowicką stwierdzono olistostromę fliszową, pochodzącą z jednostki podśląskiej (ogniwo z Zamarskich, por. Buła & Jura, 1983).

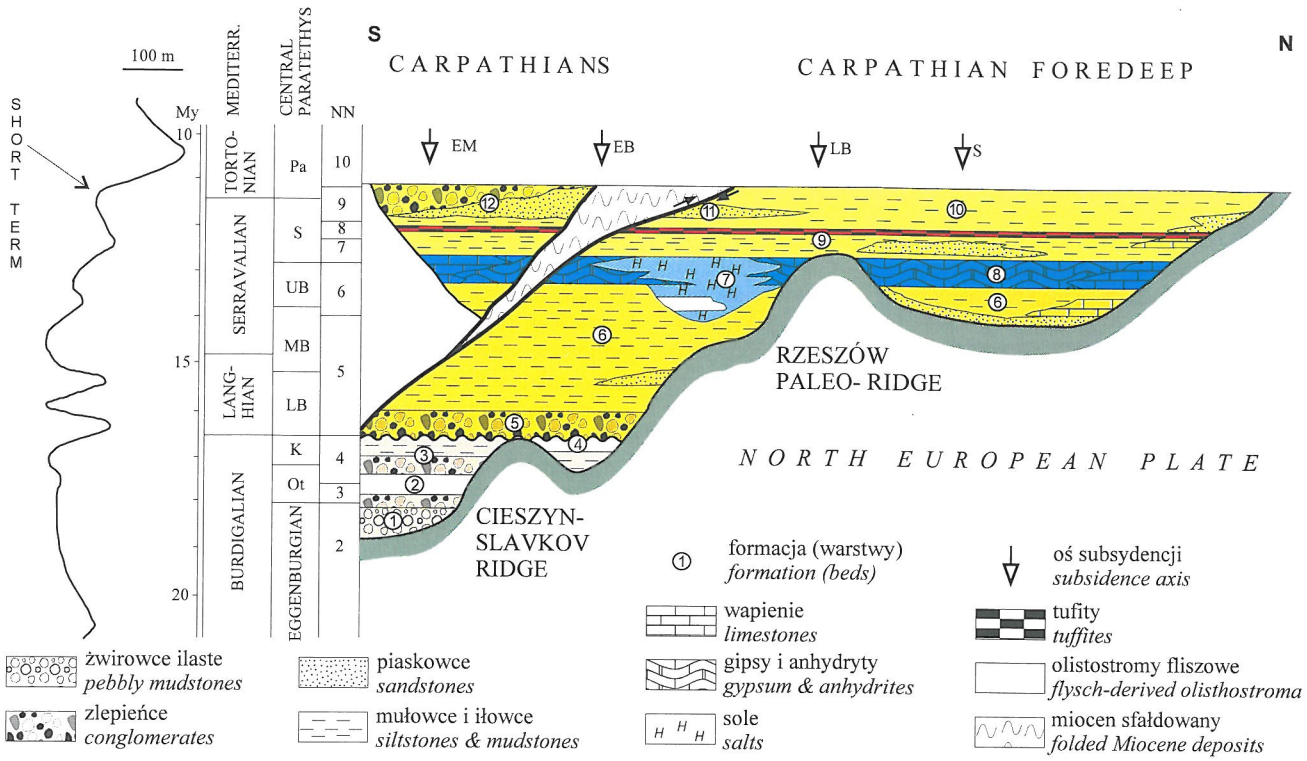
Na podstawie dotychczasowych badań można wnioskować, że w okresie karpatu sedymentacja miała miejsce w dwóch obszarach (subbasenach), prawdopodobnie rozdzielonych grzbietem cieszyńsko-sławkowskim. W obszarze



Ryc. 2. Szkic geologiczny podłoża platformowego Karpat (wg Oszczypko i in., 1989, uzupełniony)
Fig. 2. Sketch-map for the platform basement of the Polish Outer Carpathians (after Oszczypko et al., 1989, suplemented)

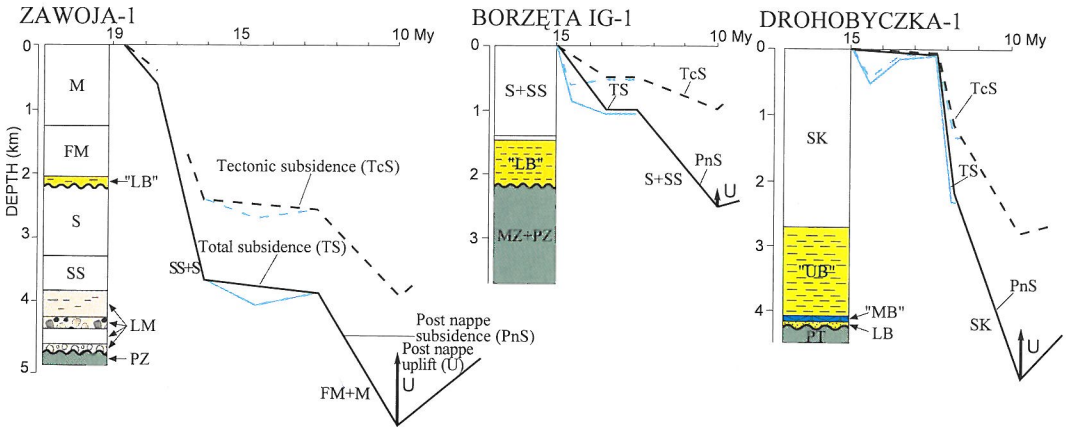
południowym (Sucha Beskidzka–Zawoja–Lachowice) dominowała gruboklastyczna sedymentacja stożków aluwialnych, zazębiająca się w części północnej (Bielsko-Biała–Cieszyn) z płytkim basenem morskim. Przez analogię do północnych Moraw (Palensky i in., 1995) dolnomioceńskie osady obszaru Sucha Beskidzka–Bielsko-Biała–Cieszyn prawdopodobnie będzie można w całości odnieść do karpatu.

W zachodniej części Karpat ponad zlepieńcami dębowieckimi, a w pozostałej części zapadliska wprost na podłożu platformowym leżą warstwy skawińskie (ryc. 3). Są to



Ryc. 3. Model litostratygraficzny osadów mioceńskich w zapadlisku przedkarpackim. Podział chronostratygraficzny środkowej Paratetydy wg Steiningera i in. (1990) oraz zmiany poziomu morza wg Haqa i in. (1987); jednostki litostratygraficzne: 1 — formacja z Zawoi, 2 — formacja z Suchej, 3 — formacja stryszewska i warstwy z Bielska, 4 — formacja z Zebrzydowic — ogniwo z Zamarskich, 5 — zlepieńce dębowieckie, 6 — formacja skawińska i warstwy baranowskie, 7 — formacja wielicka, 8 — formacja z Krzyżanowic, 9 — warstwy chodenickie, 10 — warstwy grabowieckie i krakowieckie nierodzielone, 11 — piaski bogucickie, 12 — warstwy z Nockowej oraz formacja z Beli (?); Ot — ottnang, K — karpat, LB — dolny baden, MB — środkowy baden, UB — górny baden, S — sarmat, Pa — panon

Fig. 3. Lithostratigraphic model of the Miocene deposits of the Polish Carpathian Foredeep. Chronostratigraphy of the Central Parathethys after Steininger et al. (1990) and global see level oscillation after Haq et al. (1987); lithostratigraphic units: 1 — Zawoja Fm., 2 — Sucha Fm., 3 — Stryszawa Fm. and Bielsko Bds., 4 — Zamarski Mb. of Zebrzydowice Fm., 5 — Dębowiec Cgl., 6 — Skawina Fm. and Baranów Bds., 7 — Wieliczka Fm., 8 — Krzyżanowice Fm., 9 — Chodenice Bds., 10 — Grabowiec and Krakowiec Bds., 11 — Bogucice Ss., 12 — Nockowa Bds. and Bela Fm.(?); Ot — Ottnangian, K — Karpatian, LB — Lower Badenian, MB — Middle Badenian, UB — Upper Badenian, S — Sarmatian, Pa — Pannonian



Ryc. 4. Diagramy subsydencji mioceńskiej w zapadlisku przedkarpackim (część wewnętrzna); jednostki: SK — skolska, SS — podśląska, S — śląska, FM — przedmagurska, M — magurska, PT — proterozoik, PZ — paleozoik, MZ — mezozoik, LM — dolny miocen, „LB" — „dolny baden", „MB" — „ środkowy baden", „UB" — „górny baden", S — sarmat

Fig. 4. Miocene geohistory diagrams of inner foreedep; SK — Skole, SS — Subsilesian, S — Silesian, FM — Fore Magura and M — Magura nappes, PT — Proterozoic, PZ — Paleozoic, MZ — Mesozoic, LM — Lower Miocene, "LB" — "Lower Badenian", "MB" — "Middle Badenian", "UB" — "Upper Badenian", S — Sarmatian

ciemne, ilasto-piaszczyste osady zawierające niekiedy w części spągowej zlepieńce typu dębowieckiego (Kęty-2, Jachówka-1 ?). W pobliżu Gdowa, stropowa część warstw zawiera gruby pakiet piasków i zlepieńców z materiałem fliszowym (Doktor, 1983). Miąższość warstw skawińskich waha się od 1000 m w części SW do 30–40 m i mniej w pozostałej części zapadliska. Wiek warstw określono na podstawie badań mikropaleontologicznych. W odwiertach Bielsko-4, Tokarnia IG-1, Głogoczów IG-1 (Kuciński i in., 1975; Szotowa, 1975) oraz Kuźmina-1 (B. Olszewska, infor. ustna 1995) warstwy skawińskie zaczynają się zoną *Preorbulina glomerosa* (N8), podczas gdy w pozostałej części zapadliska początek sedymentacji warstw skawińskich odpowiada zonie *Orbulina suturalis* (N 9) lub nawet zonie N10.

W północno-wschodniej części zapadliska odpowiednikiem warstw skawińskich są warstwy baranowskie. Warstwy skawińskie (baranowskie) na podstawie sporadycznych badań nannoplaktonu zaliczono do zony NN 5, a ich stropową (podsolną) część do zony NN 6 (Andreeva-Grigorovich, 1994; dr D. Peryt, inf. ustna, 1996). Dotychczas warstwy skawińskie były uważane za dolnobadeńskie**, lecz uwzględniając nowsze podziały środkowej Paratetydy (Steininger i in., 1990), większą ich część należy uznać za środkowobadeńską (por. Łuczkowska, 1995).

Wyżej w profilu występują ewaporaty, będące głównym poziomem korelacyjnym zapadliska (ryc. 3). Są one rozwiniętę w dwóch facjach: chlorkowej (sole kamienne, anhydryty, gipsy i iłowce-formacja wielicka) i siarczanowej (gipsy, anhydryty, iłowce-formacja z Krzyżanowic) (Garlicki, 1968, 1994). Facja siarczanowa zdecydowanie przeważa w całym zapadlisku, a jej miąższość wynosi 10–30 m, zazwyczaj nie przekracza kilkunastu metrów. Zarówno autochtoniczne, jak i allochtoniczne utwory facji chlorkowej występują w wąskiej strefie przykarpackiej, a na wschód od Tarnowa również pod nasunięciem karpackim. Ich miąższość niekiedy tylko przekracza 40–50 m, a wyjątkowo osiąga 110 m. Według badań nannoplanktonu wiek osadów chemicznych można z pewnym przybliżeniem określić na NN6-/NN7 (Gaździcka, 1994; Karoli i in., 1994; Peryt & Peryt, 1994) to jest najwyższy górny baden (sarmat ?), a nie „środkowy baden", jak dotychczas przyjmowano.

Między Krakowem i Dębicą ponad osadami chemicznymi, lub wprost na podłożu platformowym, leżą warstwy chodenickie, rozwinięte jako iłowce z podrzędnymi przeławicenimi piaszczystymi i marglistymi. W stropowej części warstw występują liczne wkładki tufitowe. Między Tarnowem a Dębica dolna część warstw jest silnie zapiaszczona, a ich miąższość dochodzi do 600 m. W kierunku północnym ulega ona drastycznej redukcji, do kilkudziesięciu metrów. Równocześnie warstwy chodenickie są facjalnie zastępowane przez iłowce margliste (warstwy spirialisowo-pektenowe). Między Krakowem a Tarnowem ponad warstwami chodenickimi są wydzielane ilasto-piaszczyste warstwy grabowieckie, kilkuset metrowej miąższości. Ich spągową część stanowią piaski bogucickie. W północno-wschodniej i wschodniej części zapadliska najmłodszymi osadami są ilasto-piaszczyste warstwy krakowieckie. Ich miąższość wynosi od kilkuset metrów w rejonie Tarnowa do ponad 2 500 m w okolicy Przemyśla.

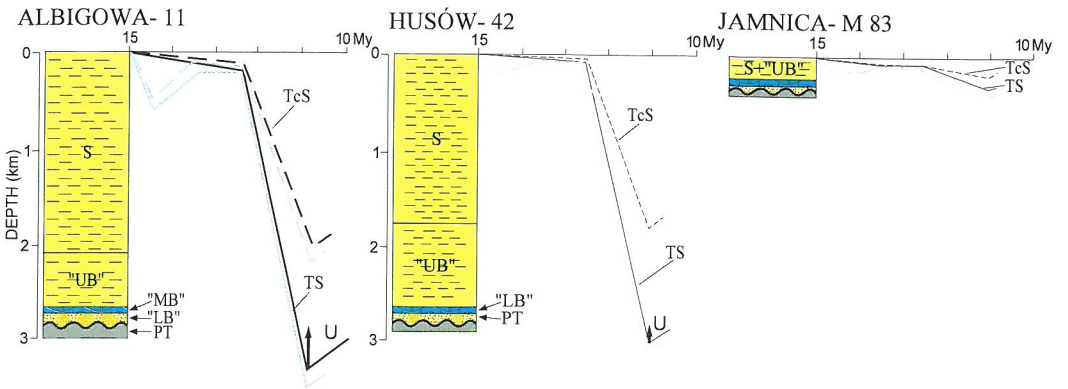
Wszystkie wydzielenia (warstwy) występujące ponad osadami chemicznymi mają charakter lokalny i trudno je ze sobą skorelować. W związku z tym czasami całość osadów nadewaporatowych jest wydzielana jako jedna formacja (z Machowa). Na podstawie badań mikrofaunistycznych warstwy chodenickie i grabowieckie tradycyjnie są zaliczane do górnego badenu (Łuczkowska, 1995), a krakowieckie do sarmatu. Biorąc pod uwagę nannoplankton osadów nadewaporatowych (NN 8-9, por. Gaździcka, 1994) oraz wiek radiometryczny tufitów z warstw chodenickich (Van Couvering i in., 1981) wydaje się, że osady nadewaporatowe w całości należeć mogą już do sarmatu *ss.*(ryc. 3).

Miocen allochtoniczny występuje w wąskiej strefie wzdłuż brzegu Karpat oraz częściowo pod nasunięciem karpackim (ryc. 1, 3, 7). Miocen sfałdowany tworzą dwie jednostki: stebnicka i zgłobicka. Rozprzestrzenienie tych jednostek jest w znacznym stopniu uzależnione od nachylenie powierzchni nasunięcia karpackiego oraz pierwotnej miąższości osadów mioceńskich. Na zachód od Raby przy bardzo płaskiej powierzchni nasunięcia miocen allochtoniczny jest słabo rozwinięty (Oszczypko & Tomaś, 1985). Jednostka stebnicka utworzona z utworów dolnego i środkowego miocenu (Ney, 1968) została rozpoznana przed czołem jednostki skolskiej oraz pod jej nasunięciem. Do miocenu dolnego należą warstwy stebnickie i balickie. Dolna część warstw stebnickich (ottnang-NN3, por. Andreeva-Grigorovich i in., 1995) o miąższościi ok. 500 m to gruboławicowe piaskowce zawierające materiał klastyczny pochodzenia platformowego, natomiast w części wyższej, o miąższości 700 m, dominują czerwone i brunatne osady ilasto-piaszczyste. Do warstw balickich o miąższości do 1000 m należą margliste mułowce z przeławiceniami piaskowców i zlepieńców. Na podstawie nannoplanktonu wapiennego (Andreeva-Grigorovich i in., 1995) wyższa część warstw stebnickich oraz warstwy balickie są zaliczane do zony NN 4 (karpat). Warstwy stebnickie odpowiadają zapewne formacji stryszawskiej (*sensu* Ślączka, 1977), a balickie warstwom z Bielska. Ponad warstwami balickimi występują warstwy przemyskie, będące odpowiednikiem warstw skawińskich (Ney, 1968). Są to zielone mułowce z przeławiceniami glaukonitowych piaskowców i zlepieńców. Najmłodsze osady jednostki stebnickiej (Ney, 1968) to ewaporaty oraz zlepieńce radyckie (sarmat) utworzone z materiału karpackiego.

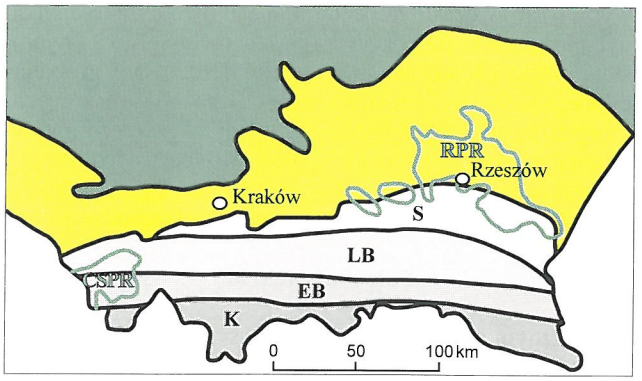
Jednostka zgłobicka (Kotlarczyk, 1985) wcześniej nazywana fałdami badeńskimi (Książkiewicz, 1977), występuje przed czołem Karpat w wąskim, zazwyczaj kilkusetmetrowym pasie (ryc. 1). Jedynie między Pilznem a Wieliczka, jej szerokość wzrasta do kilku kilometrów. Jednostkę tworzą utwory badeńsko-sarmackie, analogiczne do równowiekowych osadów autochtonicznych.

Paraautochtoniczne osady morskiego badenu i sarmatu są znane z licznych płatów erozyjnych występujących na jednostce skolskiej („zatoka rzeszowska") oraz w części zachodniej na jednostkach śląsko-podśląskich (rejon Cieszyna–Wadowic). W jednostce magurskiej osady mioceńskie wypełniają dwie kotliny: sądecką i nowotarsko-orawską. Stopień deformacji osadów mioceńskich w Karpatach jest zróżnicowany. Z reguły utwory dolno-środkowo-badeńskie są silniej zdeformowane od utworów młodszych. Zostało to szczegółowo udokumentowane licznymi wierceniami w rejonie Cieszyna, Bielska-Białej i Wadowic, gdzie odpowiedniki warstw skawińskich, leżące transgresywnie na jednostce podśląskiej, zostały włączone w liczne łuski i nasunięcia tej jednostki (por. Oszczypko & Tomaś, 1985). Ostatnio

** W polskiej części zapadliska osady badeńskie tradycyjnie dzielone są na podewaporatowe (dolnobadeńskie), ewaporatowe (środkowobadeńskie) i nadewaporatowe (górnobadeńskie) Podziały te tylko częściowo mają uzasadnienie (ryc. 3) biochronologiczne (Steininger i in., 1990). W celu uniknięcia nieporozumień w dalszej części pracy terminy takie jak: dolny, środkowy, czy górny baden rozumiane w sensie litostratygraficznym używane będą w cudzysłowiu.

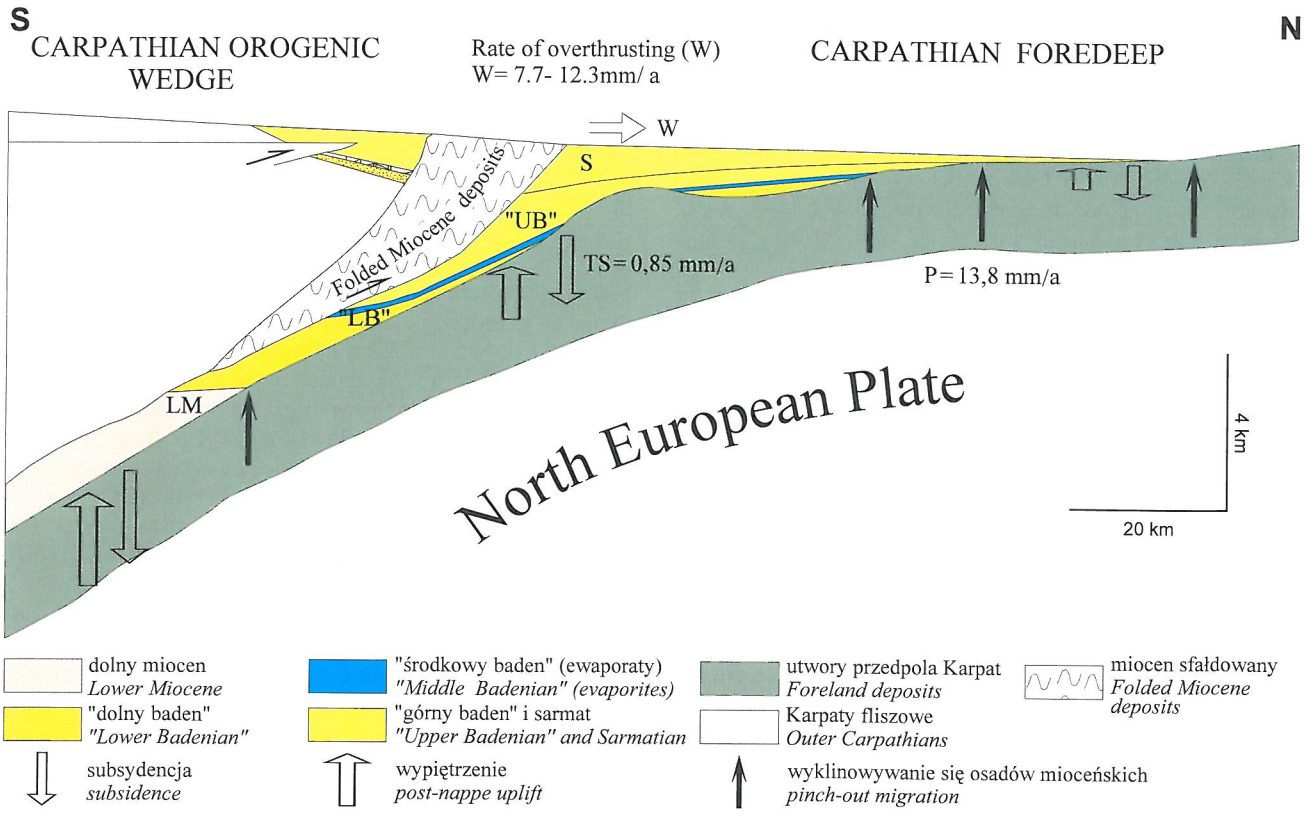


Ryc. 5. Diagramy subsydencji mioceńskiej w zapadlisku przedkarpackim (część zewnętrzna); objaśnienia jak na ryc. 4
Fig. 5. Miocene geohistory diagrams of outer foredeep; for the explanation see Fig. 4



←

Ryc. 6. Szkic palinspastyczny Karpat zewnętrznych w karpacie (K), wczesnym badenie (EB), późnym badenie (LB) i poźnym sarmacie (S) (wg Oszczypko & Tomaś, 1985, uproszczony); CSPR — grzbiet cieszyńsko-sławkowski, RPR — wyspa rzeszowska; pozostałe objaśnienia jak na ryc. 1
Fig. 6. Palinspastic sketch-map of the Polish Carpathians during the Karpatian (K), Early Badenian (EB), Late Badenian (LB) and during Late Sarmatian (S) (after Oszczypko & Tomaś, 1985, simplified); CSPR — Cieszyn-Slavkov Paleo-Ridge, RPR — Rzeszów Paleo-Ridge; for the explanation see Fig. 1



Ryc. 7. Paleodynamiczny model środkowej części zapadliska przedkarpackiego; TS — średnia subsydencja całkowita mm/a, P — stopa migracji stref wyklinowania mm/a
Fig. 7. Paleodynamic model of the Polish Carpathian Foredeep-middle part; TS —mean total subsidence mm/a, P — rate of pinch-out migration mm/a

utwory „dolnego badenu"? stwierdzono pod nasunięciem jednostki magurskiej i grybowskiej ? w wierceniu Zawoja-1 (Moryc, 1989). Wiercenie to, ustuowane 12 km na południe od czoła jednostki magurskiej, dokumentuje znaczne, podolnobadeńskie skrócenie Karpat zewnętrznych. W „zatoce rzeszowskiej" osady badeńsko-sarmackie, o miąższości do 1000 m, transgresywnie przykrywają jednostkę skolską (Ney, 1968; Kotlarczyk, 1985). Najdalej na południu usytuowanym stanowiskiem miocenu morskiego jest Kotlina Sądecka, gdzie słabo zdeformowane osady górno-badeńsko-sarmackie transgresywnie przykrywają różne podjednostki tektoniczne płaszczowiny magurskiej (Oszczypko i in., 1992).

Dynamika nasunięć karpackich

Stwierdzona dotychczas na podstawie wierceń amplituda nasunięcia Karpat fliszowych na miocen zapadliska przedkarpackiego jest nie mniejsza od 50 km. Biorąc jednak pod uwagę wyniki badań sejsmicznych oraz rekonstrukcje palinspatyczne (Kotlarczyk, 1985; Oszczypko & Tomaś, 1985; Oszczypko & Ślączka, 1989; Połtowicz, 1993), można przypuszczać, że utwory mioceńskie pod Karpatami występują co najmniej po pieniński pas skałkowy, co powiększa amplitudę nasunięcia do 60–100 km. Przez długie lata dominował pogląd, że w polskim odcinku sfałdowanie miocenu leżącego na Karpatach oraz nasunięcie na zapadlisko przedkarpackie było aktem jednorazowym, mającym miejsce w późnym sarmacie (Ney, 1968; Połtowicz, 1995). Ostatnio zaczyna dominować pogląd o wieloetapowym rozwoju nasunięć karpackich (Kotlarczyk, 1985; Oszczypko & Tomaś, 1985; Moryc, 1989). Obecność ogromnych olistostrom fliszowych (formacja suska, ogniwo z Zamarskich) w autochtonicznych osadach mioceńskich świadczy o stopniowym przemieszczaniu się brzegu Karpat na północ (ryc. 3). Tak duże olistostromy (olistoplaki) stanowić mogły zarówno fragmenty płaszczowin grawitacyjnych, jak i płaty erozyjne płaszczowin z odkłucia, które później wkomponowane zostały w osady autochtoniczne zapadliska. Nie ulega jednak wątpliwości ich związek z ruchami starostyryjskimi, od dawna znanymi z morawskich Karpat (Jurkova, 1979). Jeszcze młodszy etap kompresji udokumentowano na północ od brzegu Karpat, gdzie ostatnio stwierdzono, iż fałdy i nasunięcia mioceńskie są niezgodnie przykryte przez osady nadgipsowe górnego badenu?–sarmatu (Jarosiński i in., 1995). Potwierdza to wcześniejsze interpretecje tektoniczne, dotyczące fałdowań młodostyryjskich w rejonie Wieliczki i Bochni (Poborski & Skoczylas-Ciszewska, 1963).

W świetle powyższych danych można przyjąć, że nasunięcia karpackie uformowały się wieloetapowo w następującej kolejności: 1) przed osadzeniem się formacji stryszawskiej (ottnang–karpat), 2) przed sedymentacją zlepieńców dębowieckich (karpat–najwcześniejszy baden), 3) przed sedymentacją warstw grabowieckich (najwyższy baden–sarmat), 4) po osadzeniu sarmatu *s. str.* (ryc. 6, 7). Karpaty zewnętrzne nasuwając się na swoje przedpole uległy znacznemu skróceniu, głównie kosztem jednostki podśląskiej oraz jednostek grupy przedmagurskiej. Zakładając ciągły, trwający 7, 8 ma proces nasuwania się Karpat, który rozpoczął sie w środkowym burdygale (ottnang–NN 3, ok. 18 ma BP), a zakończył w serrawalu (NN 8, ok. 10, 2 ma BP, por. Haq i in.,1987), uzyskujemy średnie tempo przemieszczeń wynoszące od 7,7 do 12,3 mm/a. Nieco wyższe wartości (9,2–15,4 mm/a) uzyskamy przyjmujac za Steiningerem i in. (1990) granicę serrawal–torton na 11,5 ma BP, co skraca czas ruchów nasuwczych do 6,5 ma. W obu wypadkach nie zostało uwzględnione skrócenie w obrębie Karpat fliszowych. Uwzględniając je uzyskalibyśmy średnie tempo przemieszczeń (konwergencji) wynoszące ok. 20 mm/a, pokrywające się z tempem rotacji terranów centralno- karpackich: zadunajskiego i środkowowęgierskiego (*Transdanubian i Mid Hungarian terranes*, por. Marton i in., 1995). Ta 80°, przeciwna ruchowi wskazówek zegara, rotacja przebiegała w dwóch etapach: na przełomie ottnangu i karpatu (50°) oraz we wczesnym badenie (30°). W jej następstwie uformował się SW–NE kierunek Karpat Zachodnich. Wieloetapowemu przesunięciu Karpat fliszowych towarzyszyła migracja osi depocentrów na północ (ryc. 1, 6, por. Oszczypko, 1982; Oszczypko & Żytko, 1987; Oszczypko & Ślączka, 1989). Znalazło to wyraz w przesuwaniu się stref wyklinowania (*pinch-out*) na północ (ryc. 7). W okresie badenu-sarmatu średnia stopa tych przemieszczeń wynosiła 13,8 mm/a i była wyższa od stopy nasuwawania się Karpat (7,7–12,3 mm/a), co spowodowało wyraźne poszerzenie zapadliska na wschód od Krakowa.

Przypadki takie są znane również z innych basenów przedgórskich (Allen & Allen, 1992). Z dotychczasowych badań wynika, że ugięcie płyty północno-europejskiej pod wpływem obciążenia nasuwającymi się Karpatami fliszowymi rosło w czasie miocenu. Początkowo była to cienka, być może nieciągła pokrywa (płaszczowiny grawitacyjne), stopniowo zastępowana przez wielokilometrowy, grubiejący ku południowi klin sfałdowanych utworów fliszowych, których gęstość była ponad 0,5 g/cm^3 wyższa od świeżo powstałych, niezagęszczonych, osadów mioceńskich (ryc. 7). Jego obecna miąższość waha się od 0 do 7 km w części zachodniej oraz od 0 do 15–20 km w części wschodniej.

Paleobatymetria

Ważnym składnikiem oceny subsydencji zarówno całkowitej, jak i tektonicznej są informacje o paleobatymetrii basenu, a zwłaszcza jego partii osiowych. Z dotychczasowych rekonstrukcji (Oszczypko & Ślączka, 1989) można wnioskować, że w okresie badenu i sarmatu stosunkowo wąska, osiowa, część zbiornika była z reguły usytuowana przed czołem ówczesnych Karpat, natomiast względnie szerokim strefom litoralnym towarzyszył rodzaj szelfu, węższy na Karpatach i szerszy od strony Gór Świętokrzyskich (Połtowicz, 1993). Z uwagi na izolowany charakter zbiornika środkowej Paratetydy, informacje o jej paleobatymetrii są bardzo skąpe, pozwalające jedynie na ocenę szacunkową. Na podstawie pośrednich przesłanek można przypuszczać, że sedymentacja formacji z Suchej i Stryszawy (ottnang–karpat?) odbywała się w warunkach lądowych lub w bardzo płytkim zbiorniku morskim. Nie można wykluczyć, że w późnym karpacie miała miejsce równoległa sedymentacja w dwóch subbasenach: na równinie aluwialnej (wyższa część formacji stryszawskiej) oraz w płytkiej zatoce morskiej (warstwy (ogniwo) z Bielska-Białej oraz formacja zebrzydowicka).

Początek wyraźnego pogłębienia zbiornika przypada na okres sedymentacji zlepieńców dębowieckich tj. na granicę karpat/baden. Sedymentacja ta zbiegła się z pierwszą wielką transgresją morską jaka dotarła do północnej części zapadliska. W miarę podnoszenia się poziomu morza zlepieńce dębowieckie zastępowane były przez litofację skawińską. W środkowym badenie (ryc. 3), w okresie najwyższego poziomu morza (ok. 15 ma BP, por. Haq i in., 1987), została zalana nie tylko rozlegla część platformy, ale również brzeżna cześć Karpat fliszowych (Cieszyn–Wadowice oraz obszar „zatoki rzeszowskiej").

Na podstawie dotychczasowych badań paleoekologicznych (por. Kovač i in., 1993; Gonera, 1994) można sądzić, że osiowa cześć zbiornika osiągnęła w tym czasie głębokości charakterystyczne dla górnego batiału (górny/dolny skłon,

czyli ok. 500 m). W środkowej części zapadliska zewnętrznego (widły Wisły i Sanu) oraz w północnej części zatoki powstałej na Karpatach, dominowały zapewne głębokości charakterytyczne dla szelfu wewnętrznego (Oszczypko & Ślączka, 1989; Połtowicz, 1993). Przy końcu sedymentacji warstw skawińskich nastąpiło wyraźne spłycenie zbiornika, któremu towarzyszyła sedymentacja osadów gruboklastycznych, pochodzenia karpackiego (Doktor, 1983; Gonera i in., 1992). W następstwie tego uformował się bardzo płytki zbiornik ewaporacyjny. Najniższy poziom morza miał miejsce przy końcu sedymentacji chemicznej (Kasprzyk, 1993). Mogło się to zbiec z niskim poziomem morza (LS), który zaznaczył się 12,5 ma BP (Haq i in., 1987). Ponowne pogłębienie zbiornika nastąpiło podczas sedymentacji wyższej części warstw chodenickich. Głębokość zbiornika osiągnęła w tym czasie wartości charakterystyczne dla szelfu zewnętrznego, tj. do 200 m (Kovač i in., 1993; Gonera, 1994). Końcowy okres sedymentacji w zapadlisku (warstwy grabowieckie i krakowieckie) przebiegał w płytkim, wysładzającym się zbiornku, porównywalnym z wewnętrznym szelfem tj. do 100 m głębokości (Gonera, 1994).

Wahania poziomu morza

Jak już wspomniano uprzednio, sedymentacja mioceńska w polskiej cześci zapadliska trwała od ottnangu do końca sarmatu, co w zależności od przyjętej chrono- i biostratygrafii wynosiło od 6, 5 ma do 7,8 ma. W tym okresie krzywa długoterminowych, eustatycznych zmian poziomu morza (Haq i in., 1987) jest wypłaszczona i tylko na początku badenu tj. 16,0 ma BP (NN5) zaznacza się na niej wysoki poziom morza (HS). Znacznie większe różnice notujemy na krzywej zmian krótkookresowych. Począwszy od ottnangu obserwujemy stopniowy wzrost poziomu morza, osiągający maksimum (HS) w późnym karpacie (17 ma BP). Na granicy karpatu i badenu (16, 5 ma BP) obserwujemy minimum (LSW), a następnie dwa maksima we wczesnym i środkowym badenie (16,0 i 15,0 ma) rozdzielone minimum (15,5 ma BP). Od środkowego badenu obserwujemy stopniowy spadek poziomu morza. W obrębie tej tendencji zaznaczają się fluktuacje poziomu morza, którym towarzyszą dwa minima (13,7 i 12,5 ma BP) oraz dwa maksima (13,0 oraz 11,0 ma BP). Na granicy serrawalu i tortonu obserwujemy gwałtowny, dochodzący do 100 m spadek poziomu morza. Analizując dolnomioceńskie globalne zmiany poziomu morza trudno jest znaleźć jakieś bliższe odniesienia do sedymentacji w zapadlisku przedkarpackim. Stają się one widoczne dopiero w środkowym miocenie, gdzie krzywa zmian krótkokresowych wykazuje oczywisty związek z początkiem transgresji wczesnobadeńskiej. Nie wiemy jednak czy transgresja ta została zapoczątkowana 16,5 czy 15,5 ma BP. Dobrze koreluje się również regresja morza sarmackiego z granicą serrawalu i tortonu. Jeżeli przyjmiemy, że początek sedymentacji chemicznej miał miejsce na pograniczu NN 6/NN 7 to koniec tej sedymentacji można by powiązać z niskim poziomem morza (LSW), który zaznaczył się 12, 5 ma BP (Haq i in., 1987) oraz notowanym w całym obszarze medyterrańskim spadkiem temperatury (do 20–23°C) znanym jako kryzys serrawalski (Demarq, 1987).

Mioceńska subsydencja

W polskiej części zapadlisku przedkarpackiego subsydencję mioceńską odtworzono dla całego okresu akumulacji molasowej tj. od środkowego burdygału do końca serravalu (ottnang–sarmat *s. str.*). W tym celu wykorzystano procedurę opisaną przez następujących autorów: Van Hinte (1978), Sclater & Christie (1980), Angevine i in. (1990) oraz Moussavi-Harami & Brenner (1992). Przy odtwarzaniu subsydencji basenu duże znaczenie ma właściwe dobranie skali czasowej. W przypadku zapadliska przedkarpackiego było to bardzo trudne z uwagi na nieliczne datowania nannoplanktonowe oraz prawie całkowity brak datowań radiometrycznych. Dla miocenu środkowego (baden–sarmat) skalę czasową uzyskano (ryc. 3) poprzez odniesienie wyników badań nannoplanktonu wapiennego i oznaczeń wieku radiomatrycznego tufitów do regionalnej skali geochronologicznej Steiningera i in. (1990), skorelowanej z krzywą globalnych, eustatycznych, zmian poziomu morza (Haq i in., 1987).

Do badań wybrano następujące otwory wiertnicze: Zawoja-1, Borzęta IG-1 i Drohobyczka-1 (D-1) usytuowane w Karpatach oraz wiercenia Albigowa-11 (A-11), Husów-42 (H-42) i Jamnica-M-83 (Gaździcka, 1994) z zewnętrznej części zapadliska (ryc. 1). Wszystkie otwory z wyjątkiem Jamnicy-M-83 przewierciły osady charakterystyczne dla osiowej części zbiornika mioceńskiego.

Do obliczenia pierwotnej, przedkompakcyjnej, miąższości osadów wykorzystano następujące równania (Angevine i in., 1990):

$$\phi n = \phi o \ \exp(-cz) \qquad (1)$$

Jest to znane równanie Athy (z 1930 r.) opisujące wykładniczą zależność pomiędzy porowatością i głębokością, gdzie:

ϕn — porowatość jednostki (warstwy) w %,
ϕo — początkowa porowatość w %,
c — stała kompakcyjna (m^{-1}),
z — współczesna głębokość (m).

Wartości te (ϕo, c) uzyskuje się obecnie z krzywych profilowania akustycznego w otworach wiertniczych (Issler, 1992).

$$To = \frac{(1 - \varphi n)Tn}{1 - \varphi o} \qquad (2)$$

gdzie:

To — miąższość początkowa jednostki (m),
Tn — obecna miąższość jednostki (m), pozostałe symbole jak wyżej.

Przyjęte do obliczeń porowatości początkowe oraz stałe kompakcyjne zestawiono w tabeli 1. Zgodnie z wcześniejszymi badaniami (Oszczypko i in., 1993) dla dominujących w zapadlisku ilasto-piaszczystych osadów badeńsko-sarmackich przyjęto wartość porowatości początkowej równą 52,8 % oraz stałą kompakcyjną c= 3,87 x 10^{-4}, a z braku danych dla anhydrytów i gipsów przyjęto wartości analogiczne jak dla wapieni.

Tab. 1. Przyjęte do obliczeń parametry porowatości i kompakcji

Litologia	Porowatość początk. (%)	Stała kompakcyjna (c) m	Autor
Piaskowce	40	0,0003	Angevine i in., 1990
Piaskowce, mułowce	45	0,0003	Moussavi-Harami & Brenner, 1992
Iłołupki, mułowce, piaskowce	52,8	0,000387	Oszczypko i in., 1993
Wapienie	50	0,0007	Angevinei in., 1990
Anhydryty	50	0,0007	w tej pracy

Przy użyciu tych równań odtworzono miąższości wydzielonych jednostek litostratygraficznych w poszczególnych stadiach subsydencji. Zgodnie z procedurą Angevine'a i in. (1994) obliczano porowatość dla środka każdej jednostki litostratygraficznej, zakładając że wartość ta reprezentuje średnią porowatość całej jednostki. Zabieg ten powtórzono dla wszystkich jednostek. Na podstawie odtworzonych miąższości oraz poprzednio przytoczonych paleogłębokości basenu, skontruowano krzywe całkowitej subsydencji. Dla wierceń usytuowanych w Karpatach (Z-1, B IG-1, D-1) dodatkowo uwzględniono obciążenie wywołane nasuwającymi się Karpatami fliszowymi (ryc. 4, 5). Aby uzyskać subsydencję tektoniczną usunięto efekt spowodowany obciążeniem osadów, a redukując subsydencję całkowitą, posłużono się uproszczonym modelem izostatycznym Airego oraz paleogłębokościami. W tym celu wykorzystano następujące równania (Angevine i in., 1990):

$$\rho s = \frac{\Sigma [\varphi i \rho w + 1 - \varphi i)\rho g]}{S} Ti \qquad (3)$$

gdzie:
ρs — gęstość osadu,
ϕi —porowatość jednostki,
ρw — gęstość wody,
ρg — gęstość szkieletu ziarnowego,
Ti — miąższość jednostki,
S — miąższość kolumny osadów przed kompakcją.

$$Z i = \left(\frac{\rho a - \rho s}{\rho a - \rho w}\right) S + W d i \qquad (4)$$

gdzie:
S — miąższość kolumny osadów przed kompakcją,
Zi — wielkość subsydencji tektonicznej,
ρa — gęstość astenosfery,
ρs — gęstość osadu,
ρw — gęstość wody,
Wdi — paleogłębokość wody dla jednostki i.

Jeżeli znane są wahania poziomu morza, subsydencję tektoniczną można obliczyć według następującego wzoru (Angevine i in., 1990):

$$Z i = \left(\frac{\rho a - \rho s}{\rho a - \rho w}\right) S + W d i - \Delta S L \frac{\rho a}{\rho a - \rho w} \qquad (5)$$

gdzie:
SL — wahania poziomu morza w m.

Z uwagi na brak obiektywnych danych o środkowomioceńskich wahaniach poziomu morza w zapadlisku przedkarpackim ta część obliczeń została pominięta w pracy.

Diagramy subsydencji przedstawiono na ryc. 4 i 5. Wskazują one na dwa okresy bardzo intensywnej subsydencji w zapadlisku przedkarpackim: od wczesnego miocenu do wczesnego badenu oraz w późnym badenie-sarmacie. Subsydencja wczesnomioceńska została zainicjowana w ottnanguu sfałdowaniem, inwersją i nasunięciem Karpat fliszowych, których czoło było usytuowane prawdopodobnie 60 do 100 km na południe od dzisiejszego brzegu Karpat (Oszczypko & Ślączka, 1989). Dalsza subsydencja odbywała się zarówno pod wpływem obciążenia osadami, jak i obciążenia olistoplakami fliszowymi (płaszczowinami grawitacyjnymi), pochodzącymi z czoła Karpat. Na podkreślenie zasługuje fakt, że materiał osadowy pochodził z północy, a olistoplaki z południa. Można na tej podstawie wnioskować, że zarówno erozja jak i rozwój sieci rzecznej w ówczesnych Karpatach znajdowały się w stadium początkowym. W otworze Zawoja-1 średnia stopa subsydencji całkowitej wynosiła 0,7 mm/a (tab. 2). We wczesnym miocenie była ona wyższa i dochodziła do 1,0 mm/a. W tym czasie subsydencja była prawie całkowicie kompensowana przez akumulację, co zadecydowało o kontynentalnym charakterze osadów formacji z Zawoi, suskiej i stryszawskiej. Wydaje się, że dotychczas rozpoznany na podstawie wierceń obszar występowania autochtonicznych osadów dolnomioceńskich (ryc. 1), stanowi jedynie północno-brzeżną część zapadliska dolnomioceńskiego, którego północną krawędź (*peripheral bulge*) stanowić mógł grzbiet cieszyńsko-sławkowski (Oszczypko & Tomaś, 1985). W kierunku wschodnim obszar subsydencji dolnomioceńskiej łączył się z basenem samborsko-rożniatowskim (jednostka stebnicka *s. str.*). Po uwzględnieniu dekompakcji subsydencję w tym basenie można ocenić jako nie mniejszą od 1,2 mm/a. Oś zbiornika dolnomioceńskiego prawdopodobnie była usutuowana znacznie dalej na południu, być może w strefie depresji magnetotelurycznej (ryc. 1, 2). Potwierdzałoby to wcześniejsze, wynikające z przesłanek strukturalnych, przypuszczenia Żytki (1965), dotyczące usytuowania zbiornika dolnomioceńskiego.

Po osadzeniu się formacji stryszawskiej, a przed powstaniem zlepieńców dębowieckich brzeg Karpat przesunął się o ok.15 km ku północy (ryc. 6) i był usytuowany od 20 do 60 km na S od dzisiejszego położenia (Oszczypko & Tomaś, 1985). W następstwie tych ruchów w rejonie Cieszyna powstało olistostromowe ogniwo z Zamarskich, a w okolicach Zawoi jednostki śląsko-podśląskie prawdopodobnie nasunęły się na formację stryszawską, co wywołało dodatkową subsydencję wynoszącą 2,0 mm/r.*** Uwarunkowała ona nie tylko wkroczenie morza wczesnobadeńskiego do zapadliska przedkarpackiego lecz również zalanie brzeżnej części starostyryjskich Karpat. Oś ówczesnego basenu (ryc. 1, 3) była usytuowana na północ od grzbietu cieszyńsko-sławkowskiego i biegła w kierunku wschodnim poprzez rejon Myślenic (Bożęta IG-1) i Limanowej. Z uwagi na dużą miąższość osadów podanhydrytowych (do 1 000 m) oraz znaczną głębokość basenu dolnobadeńskiego (ok. 500 m) można przypuszczać, że w tej części zapadliska wewnętrznego subsydencja całkowita była nie mniejsza od 0,6 mm/a. Silna subsydencja zaznaczyła się również w brzeżnej cześci ówczesnych Karpat, gdzie głębokość basenu osiągała wartości z pogranicza skłonu i szelfu (Gonera, 1994). W zewnętrznej części zapadliska, która stanowiła rodzaj stabilnego szelfu, subsydencja wczesno-środkowo-badeńska była prawie rząd niższa (ok. 0,1 mm/a).

W czasie sedymentacji chemicznej subsydencja była znikoma na całym obszarze zapadliska. W ciągu około miliona lat osadziło się od 10 do 30 m gipsów i anhydrytów, co po uwzględnieniu dekompakcji i paleobatymetrii, daje stopę subsydencji całkowitej od 0,02 do 0,05 mm/a. W stosunku do wczesnego badenu, w okresie sedymentacji chemicznej nastąpiło drastyczne spłycenie zbiornika, co zapewne wywołało izostatyczne ruchy kompensujące. W ich następstwie, w południowej części zapadliska powstały rozległe wyspy (ryc. 3, 6, 7) pozbawione anhydrytów i warstw baranowskich („bezanhydrytowa wyspa rzeszowska", por. Komorowska-Błaszczyńska, 1965; Ney i in., 1974). Po powstaniu anhydrytów i warstw chodenickich Karpaty fliszowe ponownie przesunęły się na północ o około 20–30 km, zajmując pozycję od 10 do 30 km na S od obecnej

***Profil wiercenia Zawoja-1 można interpretować rownież inaczej, zakładając pierwotną obecność warstw skawińskich w profilu oraz ich późniejszą „erozję tektoniczną" przez nasuwające się Karpaty. Rozwiązanie to nie tłumaczy obecności olistostromy fliszowej (og. z Zamarskich) pod zlepieńcami dębowieckimi.

Tab. 2. Średnie wartości subsydencji całkowitej, tektonicznej i post-tektonicznego podniesienia

Otwór wiertniczy	Gęstość osadu (ρs)	Subsydencja całkowita (s)	Stopa subsydencji całkowitej mm/a	Stopa subsydencji tektonicznej mm/a	Podniesienie (U), m
Zawoja- 1	1,80	1,51 Z*	0,7	0,46	1053
Borzęta IG-1	1,93	1,66 Z	0,5	0,2	261
Drohobyczka- 1	2,02	1,78 Z	0,96	0,54	627
Albigowa-11	1,95	1,68 Z	0,81	0,48	364
Husów-42	1,93	1,65 Z	0,72	0,44	336
Jamnica M-83	1,86	1,57	0,07	0,04	6

*Z — subsydencja tektoniczna

(ryc. 6). W następstwie tych ruchów w rejonie Wieliczki i Bochni sfałdowaniu uległy osady chemiczne i warstwy chodenickie (Poborski & Skoczylas-Ciszewska, 1963), a lokalnie w południowej części zapadliska powstały uskoki inwersyjne typu *blind fold* (Jarosiński i in., 1995). Ruch Karpat ku północy spowodował intensywną subsydencję w południowej części zapadliska przedkarpackiego, wynoszącą ok. 2 mm/a (ryc. 4, 5). Obniżeniu uległa również brzeżna część Karpat fliszowych, co umożliwiło rozwój kolejnej wielkiej transgresji morskiej. Na Karpatach fliszowych uformowała się rozległa zatoka, a jej najdalej na południe wysunięta odnoga osiągnęła Kotlinę Sądecką (ryc. 1, 6) w jednostce magurskiej (Oszczypko i in., 1992). W okresie najwyższego badenu–sarmatu wysoka subsydencja była w znaczym stopniu kompensowana przez akumulację. W następstwie tego, w zapadlisku i Karpatach uformował się płytki, w znaczym stopniu wysłodzony zbiornik morski. W stosunku do basenów wczesnomioceńskiego i wczesnobadeńskiego, których osie miały kierunek zbliżony do równoleżnikowego, oś basenu sarmackiego uległa wyraźnej rotacji w kierunku SE (por. Oszczypko & Żytko, 1987). Mogło to być spowodowane ekstensyjnym odnowieniem uskoków laramijskich. Obszary intensywnej subsydencji wczesnomioceńskiej, wczesno-środkowo-badadeńskiej i późno-badeńsko-sarmackiej były wyraźnie przesunięte względem siebie (ryc. 1, 3, por. Oszczypko, 1982; Oszczypko & Ślączka, 1985). Jest to powszechnie znane zjawisko migracji depocentrów pod wpływem nasuwającego się na basen przedgórski orogenu (Homewood i in., 1986; Einsele, 1992).

Po sarmacie, w środkowej Paratetydzie, rozpoczęła się generalna regresja morska związane z globalnym obniżeniem poziomu morza o ponad 100 m (ryc. 3), co według Haqa i in. (1987) miało miejsce w obrębie zony NN 9 (10,5 ma BP). Natomiast wg podziału Steiningera i in. (1990), wydarzenie to można wiązać z zoną NN 10. Po ustąpieniu morza sarmackiego z zapadliska, Karpaty fliszowe po raz ostatni nasunęły się na swe przedpole. W polskiej części zapadliska amplituda tego nasunięcia wynosiła do 30 km (ryc. 6, por. Oszczypko & Tomaś, 1985). Z najnowszych badań neotektonicznych można wnioskować, że naprężenia związane z tym okresem kompresji zachowały się w formie szczątkowej do chwili obecnej (por. Jarosiński i in., 1995).

Po ostatecznym uformowaniu się brzegu Karpat nastąpił długi, trwający do chwili obecnej, okres izostatycznego podnoszenia się Karpat (ryc. 7). Ruch ten został spowodowany elastycznym odprężeniem litosfery *(elastic rebound)*.W rozpoznanej wierceniami części Karpat wielkość tego podniesienia wyraźnie zmniejsza się ku północy i wynosi od 1053 m w otw. Zowoja-1, 627 m w otw. Drohobyczka-1, 350 m w otw. Albigowa-11, 336 m w otw. Husów-42 oraz kilka metrów w otw. Jamnica M-83. Maksymalnej wartości podniesienia (1053 m) odpowiada stopa podnoszenia wynosząca 0,1 mm/a. Wartość ta jest zbieżna ze stopą współczesnych ruchów pionowych w Karpatach (por. Jarosiński i in., 1995).

Z porównania krzywych subsydencji całkowitej i tektonicznej (ryc. 4, 5) wynika, że obciążenie osadami molasowymi oraz płaszczowinami karpackimi (Z-1, D-1) tylko częściowo tłumaczy obecnie obserwowane ugięcie podłoża platformowego. W analizowanych wierceniach udział subsydencji tektonicznej waha się od 56% w otw. Drohobyczka-1 (S=1,78 Z) do 66% w Zawoja-1 (S=1,51 Z). Zazwyczaj zamiana słupa wody na słup osadów powoduje ponad dwukrotny wzrost subsydencji w basenie (S=2,3 Z, por. Angevine i in., 1990), a subsydencja tektoniczna stanowi wówczas 43,5% całkowitej. W zapadlisku przedkarpackim udział subsydencji tektonicznej jest od 12,5 do 22,5 % wyższy od przeciętnej. Dalsze zbliżenie krzywych subsydencji tektonicznej i całkowitej uzyskalibyśmy uwzględniając pośredni wpływ grubiejącego ku południowi klina nasuwających się Karpat fliszowych. Według Krzywca & Jochyma (1995, fig. 3) wielkość subsydencji tektonicznej w środkowej części polskich Karpat wynosi 82% całkowitej. Podobnie jak to ma miejsce w innych rowach przedgórskich (Homewood i in., 1986; Allen & Allen; 1992, Royden & Karner, 1984) również w zapadlisku przedkarpackim (Royden & Karner, 1984) obciążenie osadami stanowi ważny, ale nie jedyny czynnik powodujący obserwowane ugięcia litosfery. W procesie uginania zapadliska przedkarpackiego dominującą rolę odegrało obciążenie nasuwającymi się Karpatami oraz ugięcie płyty północnoeuropejskiej, subdukującej pod mikropłytę panońską (Royden, 1993; Krzywiec & Jochym, 1995).

Wnioski

1) W następstwie sfałdowania i inwersji Karpat fliszowych w środkowym burdygale (ottnang) uformowało się aktywne czoło karpackiej pryzmy akrecyjnej. Równocześnie szczątkowy basen fliszowy przekształcił się w basen przedgórski, który na terenie Polski był prawdopodobnie całkowicie wysłodzony.

2) Subsydencja tego basenu (zapadliska) została uwarunkowana zarówno obciążeniem nasuwającego się orogenu, jak i obciążeniem osadami. Czynnikiem wywołującym dodatkową subsydencję tektoniczną była subdukcja płyty północnoeuropejskiej pod mikropłytę panońską.

3) W następstwie tej subsydencji w zapadlisku rozpoczęła się sedymentacja osadów molasowych początkowo słodkowodnych, a następnie morskich.

4) Progradacja nasunięć karpackich powodowała migrację depocentrów oraz dochodzenie (*onlap*) coraz młodszych osadów na północ.

5) Wczesnobadeńska transgresja morska w zapadlisku i Karpatach została poprzedzona intensywną subsydencją tektoniczną wywołaną starostyryjskimi ruchami nasuwczym.

6) W południowej części zapadliska, podczas sedymentacji chemicznej na skutek wypiętrzenia izostatycznego, lokalnie uległy erozji warstwy baranowskie.

7) Po sedymentacji chemicznej kolejne pogłębienie basenu zostało wywołane zarówno młodostyryjską subsydencją tektoniczną, jak i narastającym obciążeniem osadami.

Literatura

ALLEN P. A. & ALLEN J. R. 1992 — Basin Analysis. Blackwell Sc. Publ.

ANDREEVA-GRIGOROVICH A. S. 1994 — Międzyn. Symp. pt. Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy — facje, surowce mineralne, ekologia (Lwów, 1994). Stresz. referat: 37. Państw. Inst. Geol.

ANDREEVA-GRIGOROVICH A. S., GRUZMAN A. D., SAVITSKAYA N. A. & TROFIMOVICH N. A. 1995 — XV Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Athens, Greece. Spec. Publ. Geol. Soc. Greece, 4: 159–162.

ANGEVINE CH. L., HELLER P. L. & PAOLA C.1990 — Quantative sedimentary basin modeling. AAPG Continuing Education Course Note Ser., 32: 1–132.

BUŁA W. & JURA D. 1983 — Geologia, 9: 5–27.

COUVERING I. A. VAN, AUBRY M. P., BERGGREN Q. A., BUJAK J. P., NAESEN C. W. & WIESER T. 1981 — Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 36: 321–362.

DEMARQ G. 1987 — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70: 371–375.

DOKTOR M. 1983 — Stud. Geol. Pol., 78: 1–105.

EINSELE G. 1992 — Sedimentary Basins. Evolution, facies, and sediment budget. Springer-Verlag.

GARECKA M., MARCINIEC P., OLSZEWSKA B & WÓJCIK A. 1996 — Prz. Geol., 44: 495–501.

GARLICKI A. 1968 — Biul. Inst. Geol., 215: 5–77.

GARLICKI A. 1994 — Prz. Geol., 42: 26–28.

GAŹDZICKA E. 1994 — Kwart. Geol., 38: 553–570.

GONERA M. 1994 — Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sc., 42: 107–125.

GONERA M., OSZCZYPKO N. & ZUCHIEWICZ W. 1992 — Spraw. Posiedz. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie, 34: 211–215.

HAQ B. U., HARDENBOL J., VAIL P. R., WRIGHT R.C., STOVER L. E., BAUM G., LOUTIT T., GOMBOS A., DAVIES T., PFLUM C., ROMINE K., POSAMENTIER H. & JAN DU CHENE R. 1987 — Mesozoic-Cenozoic cycle chart.

HOMEWOOD P., ALLEN P. A. & WILLIAMS G. D. 1986 — [In:] Allen P. A., Homewood P. (eds), Foreland Basin. Spec. Publ. IAS, 8: 199–217.

ISSLER D. R. 1992 — AAPG Bull., 76: 1170–1189.

JAROSIŃSKI M., KRZYWIEC P., RAUCH M., TOKARSKI A., K. & ZUCHIEWICZ W. 1995 — XV Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Athens, Greece. Spec. Publ. Geol. Soc. Greece, 4: 43–47.

JURKOVA A. 1979 — [In:] Tectonic profiles through the Western Carpathians, M. Mahel (ed.), Geol. Ustav. D. Stura, Bratislava: 31–36.

KAROLI S., PERYT T. M., PERYT D., PETRICZENKO O., DURKOVICOVA J. & RZEPKOWSKA Z. 1994 — Międzyn. Sympozjum pt. Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy — facje, surowce mineralne, ekologia (Lwów, 1994). Stresz. referat: 10–11. Państw. Inst. Geol.

KASPRZYK A. 1993 — Ann. Soc. Geol. Pol., 63: 33–84.

KOMOROWSKA-BŁASZCZYŃSKA M. 1965 — Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. Geogr., 13: 273–280.

KOTLARCZYK J. 1985 — [W:] Kotlarczyk J. (ed.) Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Komańcza–Dukla. Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpath.-Balkan Geol. Ass., Cracow, Poland 1985: 21–32.

KOVAČ M., NAGYMAROSY A., SOTAK J. & ŠUTOVSKA K. 1993 — Tectonophysics, 226: 401–415.

KRHOVSKY J., BUBIK M., HAMRŠMID B. & ŠTASTNY M. 1995 — [In:] Hamršmid B.(ed.), New results in Tertiary of West Carpatnians II: 73–83, Hodonin.

KRZYWIEC P. & JOCHYM P. 1995 — XV Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Athens, Greece. Spec. Publ. Geol. Soc. Greece, 4: 1119–1124.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1977 — [In:] Geology of Poland, Tectonics, 4: 476–618. Inst. Geol.

KUCIŃSKI T.& NOWAK W. 1975 — Kwart. Geol., 19: 962–963.

KUCIŃSKI T., NOWAK W. & SZOTOWA W. 1975 — Ibidem, 19: 963–964.

ŁUCZKOWSKA E. 1995 — Geologia, 21: 255–265.

MARTON E., VASS D. & TUNYI I. 1995 — [In:] Hamršmid B.(ed.), New results in Tertiary of West Carpatnians II: 97–108, Hodonin.

MELINTE M. 1995 — Roman. J. Stratigraph., 2: 171–173.

MORYC W. 1989 —[In:] Tektonika Karpat i Przedgórza w świetle badań geofizycznych i geologicznych. Refer. sesji, Kraków 30.03.1989. Komisja Tektoniki Kom. Nauk Geol. PAN. Kraków 1989: 170–195.

MOUSSAVI-HARAMI R. & BRENNER R. L. 1992 — AAPG Bull., 76: 1200–1223.

NEY R. 1968 — Pr. Geol., 45: 1–82.

NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & SŁUPCZYŃSKI K. 1974 — Ibidem, 82: 1–65.

OSZCZYPKO N. 1982 — [In:] Lűtzner H. & G. Schwab (eds), Tectonic regime of Molasse Epochs. Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, 66: 95–115.

OSZCZYPKO N. 1995 — XV Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Athens, Greece. Spec. Publ. Geol. Soc. Greece, 4: 372–379.

OSZCZYPKO N. & TOMAŚ 1985 — Kwart. Geol., 29: 109–128.

OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1985 — Ann. Soc. Geol. Pol., 55: 55–76.

OSZCZYPKO N. & ŻYTKO K. 1987 — [In:] Leonov Y.G. & Khain V.E. (eds.), Global correlation of tectonic movements. John Wiley & Sons: 187–198.

OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — Geol. Carpath., 40: 23–36.

OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., MENCIK E., DVORAK J. & MATEJOVSKA O. 1989 — [In:] Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland, Table II. Państ. Inst. Geol.

OSZCZYPKO N., OLSZEWSKA B., ŚLĘZAK J.& STRZĘPKA J. 1992 — Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc., 40: 83–96.

OSZCZYPKO N., TOMAŚ A. & ZUCHIEWICZ W. 1993 — Prz. Geol., 41: 411–416.

PALENSKY P., ŠIKULA J. & NOVOTNA E. 1995 — [In:] Hamršmid B. (ed.), New results in Tertiary of West Carpathians II: 119–128, Hodonin.

PERYT T. M. & PERYT D. 1994 — Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sc., 42: 127–136.

POBORSKI J. & SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1963 — Rocz. Pol. Tow. Geol., 33: 339–348.

POŁTOWICZ S. 1962 — Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sc. Geol. Geogr., 10: 53–60.

POŁTOWICZ S. 1993 — Geol., 19: 203–233.

POŁTOWICZ S. 1995 —Ibidem, 21: 117–168.

ROYDEN L. 1993 — Tectonics, 12: 303–325.

ROYDEN L. & KARNER G. D. 1984 — AAPG Bull., 68: 704–712.

RYŁKO W. & TOMAŚ A. 1995 — Kwart. Geol., 39, 1–16.

SANDULESCU M. 1988 — AAPG Mem., 45: 17–25.

SCLATER J. G. & CHRISTIE P. A. 1980 — J. Geophys. Research., 85, 3711–3739.

STEININGER F. F., BERNOR R. L. & FAHLBUSCH V. 1990 — [In:] Lindsay E. H., Fahlbusch V., Mein P.(eds.), European Neogene Mammal Chronology, Plenum Press, New York: 15–46.

SZOTOWA W. 1975 — Kwart. Geol., 19: 945–955.

ŚLĄCZKA A. 1977 — Ibidem, 21: 405–406.

STRZĘPKA J. 1981 — Biul. Inst. Geol., 331: 117–122.

VAN HINTE J. E. 1978 — AAPG Bull., 62: 201–222.

ŻYTKO K. 1965 — Reports of the VII Congr. Carpath.-Balkan-Geol. Assoc. Sofia, Part IV: 75–81.