

Charakterystyka miocenijskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery

Piotr Krzywić*, Paweł Jochym**

Characteristics of the Miocene subduction zone of the Polish Carpathians: results of flexural modelling

S u m m a r y. Flexural modelling technique was applied in order to characterise Miocene subduction zone of the Polish Carpathians. This technique relies on assumption that continental collision zone and related subduction of lower lithospheric plate can be adequately approximated by flexure of thin, elastic plate of uniform thickness (lithosphere) floating on the fluid half-space of zero viscosity (asthenosphere). Flexure of the lithosphere can be due to two types of loads: topographic loads related to the weight of the orogenic belt and sediments of the foredeep basin, and subsurface loads acting on the end of subducted lithospheric. Obtained results showed that along the Carpathians elastic properties of the lower (foreland) lithospheric plate change significantly. Effective elastic thickness EET was estimated to be in range of 8–16 km in the western Polish Carpathians, and 20–25 km in their eastern part. This can be attributed to the fact that in the western Polish Carpathians foreland plate belongs to the Western European Platform (younger age of consolidation and lower flexural rigidity) while in the eastern segment of the thrust belt to the Teisseyre–Tornquist zone and Eastern European Platform (older age of consolidation and higher flexural rigidity). Also, it was proved that for all the profiles subsurface loads were most important for the observed present-day flexure of the foreland lithospheric plate. This fact, combined with other features of the Carpathians, Carpathian Foredeep Basin and Pannonian Basin can serve as a proof that the Carpathian Miocene collision zone developed in relation to retreating subduction zone. Slab-pull mechanism can be postulated as the main subduction-driving mechanism for the Miocene evolution of the Polish Carpathians. This mechanism can possibly be caused by negative buoyancy of the subducted oceanic or thinned continental crust. It can also be concluded that development of the Carpathian Foredeep basin was mainly controlled by deep tectonic processes active within the subduction zone that also controlled thrusting of the Outer Carpathian flysch nappes.

Łuk karpacki powstał w trakcie kolizji płyt Apulii i Eurazji, co było związane z kolejnymi pulsami (fazami) skracania i kompresji mającymi miejsce głównie w kredzie i kenozoiku. Poszczególne etapy rozwoju Karpat były wiązane przez różnych autorów z rozwojem stref subdukcji i pograżaniem różnych płyt litosferycznych (np. Birkenmajer, 1976; Książkiewicz, 1977; Ney, 1976; Sandulescu, 1988; Tokarski, 1980). Autorzy ci proponowali różne scenariusze rozwoju przedneogeńskich stref subdukcji, natomiast wszyscy zgadzali się co do przebiegu ostatniej, trzeciorzędowej fazy formowania Karpat. Ostatnie etapy nasuwania fliszowych płaszczowin Karpat zewnętrznych odbyły się w miocenie (Oszczypko & Ślęczka, 1985; Oszczypko & Zytko, 1987) i były związane pograżaniem w strefie subdukcji płyty przedpola Karpat, w skład której wchodziły fragmenty platformy zachodnioeuropejskiej (rozumianej tu jako część płyty litosferycznej przedpola Karpat położonej na zachód od strefy T–T) oraz platformy wschodnioeuropejskiej, przedzielonych strefą Teisseyre’a–Tornquista (ryc. 1). Ten etap

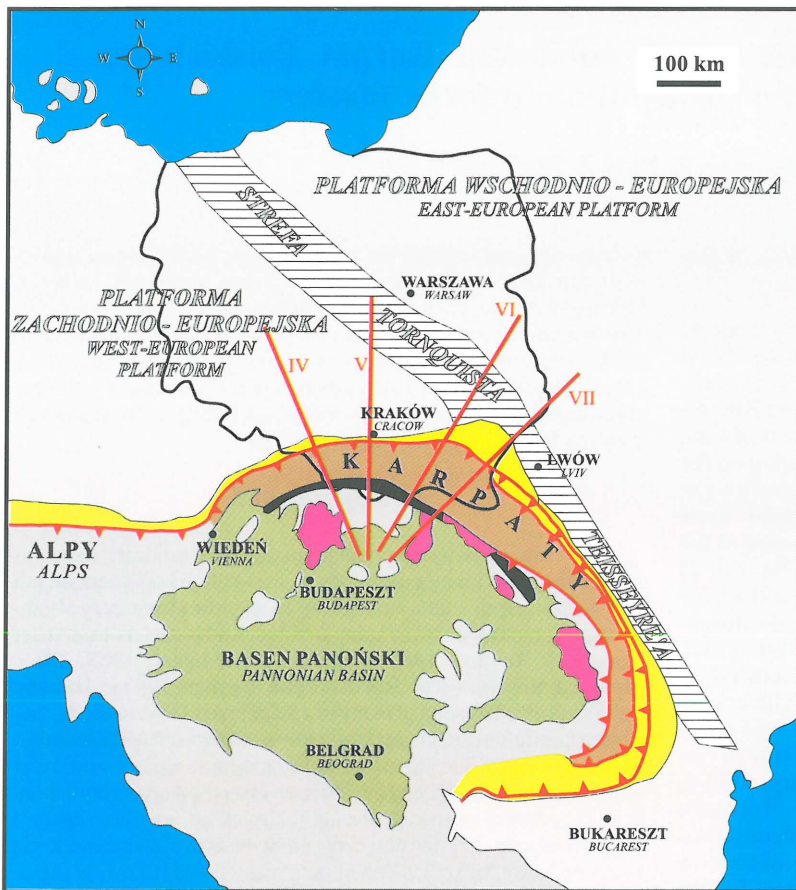
rozwoju orogenu karpackiego i związanego z nim basenu osadowego zapadliska przedgórskiego jest tematem niniejszego artykułu. Celem prowadzonych badań było określenie podstawowych parametrów ilościowo opisujących miocenijską strefę subdukcji na obszarze polskich Karpat oraz zaproponowanie regionalnego scenariusza ewolucji Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego w nawiązaniu do zaproponowanych ostatnio modeli stref kolizji kontynentalnych (Royden & Burchfiel 1989, Royden 1993a)

Metodyka badań

Badania poświęcone mechanicznym aspektom rozwoju współczesnych i relatywnie młodych stref kolizji kontynentalnych i stowarzyszonych z nimi stref subdukcji są prowadzone przy wykorzystaniu metod modelowań komputerowych od ponad dziesięciu lat (Karner & Royden, 1984; Lyon-Caen & Molnar, 1983, 1985; Moretti & Royden, 1988; Royden, 1988; Royden, 1993a). Badania takie są prowadzone na podstawie zasadniczego założenia, iż dzisiejsza konfiguracja układu orogen/płyta litosferyczna przedpola/zapadlisko przedgórskie jest związana bezpośrednio z procesami, które doprowadziły do kolizji płyt litosferycznych i powstania strefy subdukcji, zaś procesy postorogeniczne, takie jak np. erozja orogenu i jego przedpola, czy izostatyczna kompensacja i związane z nią ruchy pionowe, tylko w niewielkim stopniu zmodyfikowały regionalną budowę geologiczną badanej strefy kolizji. Wyniki modelowań pokazały, iż w chwili obecnej można już sformułować ogólne zależności między obserwowaną wielkoskalową geometrią strefy subdukcji (topografia orogenu, głębokość stropu płyty litosferycznej pograżanej pod orogenu i związany z nią kształt zapadliska przedgórskiego) i rozkładem anomalii sił ciężkości z jednej strony a parametrami mechanicznymi charakteryzującymi subdukcującą płytę litosferyczną, rozkładem i znaczeniem poszczególnych sił, działających w strefie subdukcji oraz ogólną charakterystyką geologiczną danej strefy kolizji kontynentalnej z drugiej strony. Liczne opublikowane prace (Karner & Watts, 1983; Lyon-Caen & Molnar, 1983, 1985; Nunn i in., 1987; Royden, 1988, 1993a; Turcotte, 1979; Turcotte & Schubert, 1982) wykazały, iż jako pierwsze przybliżenie dla stref kolizji płyt litosferycznych służyć może model (ryc. 2), w którym subdukcująca płyta litosferyczna może zostać przybliżona przez cienką (o dużo mniejszej miąższości w stosunku do długości), sprężystą płytę o stałej miąższości, znajdującą się ponad astenosferą, traktowaną w tym przypadku jako pozbawioną lepkości ciecz. Opublikowano również wiele prac opartych na odmiennym, lepko-sprężystym modelu reologicznym litosfery (m. in. Beaumont, 1981; Beaumont i in., 1987; Beaumont i in., 1988; Quinlan & Beaumont, 1984). Ze względu jednak na bardzo słabe rozpoznanie mechanizmów relaksacji naprężeń oraz ich zależności od zmian pola geotermalnego przyjmuje się, iż model sprężysty stanowi wiarygodne, pierwsze przybliżenie deformacji w obrębie litosfery (por. np. Flemings & Jordan 1989). Płyta sprężysta jest charakteryzowana przez swoją sztywność zginania (ang. *flexural rigidity*) D i związaną z nią bezpośrednio tzw. efektywną miąższość sprężystą (ang. *effective elastic thickness*) EET. Należy w tym miejscu podkreślić, iż nie jest to w żadnym przypadku jakaś rzeczywista bądź obliczona miąższość litosfery, lecz jedynie wyrażony w kilometrach parametr sprężysty, określający podatność płyty litosferycznej na zginanie. Ogólnie, im mniejsza EET tym płyta jest podatniejsza i łatwiej się zgina i *vice versa*, im EET jest większa tym płyta jest sztywniejsza i trudniej się zgina. Tak zdefiniowana płyta litosferyczna podlega uginaniu (pograżaniu pod orogenu w strefie subdukcji) pod wpływem sił dwójakiego rodzaju. Pierwsza grupa sił to tzw. obciążenia powierzchniowe (ang. *topographic loads*), które są wywołane ciężarem orogenu i osadów wypełniają-

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, email: krzywić@pgi.waw.pl

**Instytut Fizyki Jądrowej, ul. Radzikowskiego 152, 31-342 Kraków, email: ptj@pkpf.if.uj.edu.pl



Ryc. 1. Lokalizacja wykorzystanych profili na tle szkicu geologicznego centralnej i wschodniej Europy i rejonu karpacko-pannońskiego

Fig. 1. Location of profiles used for flexural modelling at the background of generalized geological sketch of central and eastern Europe and Carpatho-Pannonian area

wiązane z procesami zachodzącymi na dużych głębokościach w strefie subdukcji, jak np. z pograżaniem do głębokości ok. 20–30 km anomalnie ciężkich ciał ultramaficznych, pograżaniem do głębokości ok. 50–150 km gęstej skorupy oceanicznej (por. Royden, 1993a) lub też działaniem sił poziomych, związanych z przepływem materii w obrębie komórek konwekcyjnych płaszcz (Royden, 1993a; Doglioni, 1992). W rozważanym modelu są one aproksymowane poprzez pionowe siły ścinające P i moment zginający M, które są przyłożone do pograżonego w strefie subdukcji końca płyty litosferycznej (koniec ten oznacza miejsce, do którego litosfera podlega deformacjom sprężystym, poniżej zaś wzrost temperatury i ciśnienia powoduje dominację deformacji plastycznych). Ogólne równania opisujące gięcie cienkiej, sprężystej płyty pod wpływem sumarycznych obciążeń pionowych (powierzchniowych i podpowierzchniowych) $q(x)$ oraz sił poziomych N mają następującą postać (por. Turcotte, 1979; Turcotte & Schubert, 1982):

$$D \cdot d^4 w(x)/dx^4 + N \cdot d^2 w(x)/dx^2 + g(\rho_p - \rho_s) w(x) = q(x)$$

$$D = (E \cdot EET^3) / [12 \cdot (1 - \eta^2)]$$

gdzie:

$w(x)$ — ugięcie płyty litosferycznej w funkcji odległości

ρ_p — gęstość płaszcz,

ρ_s — gęstość skorupy,

g — przyspieszenie siły ciężkości,

D — sztywność zginania,

E — moduł Younga,

EET — efektywna miąższość sprężysta,

η — współczynnik Poissona.

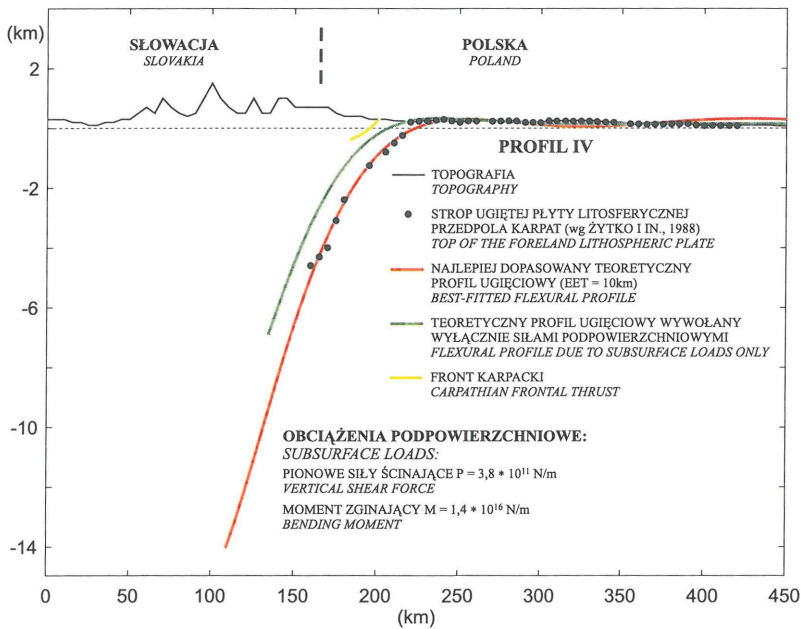
Warto w tym momencie dodać, iż pierwszym, który zastosował model cienkiej, sprężystej płyty w celu opisu deformacji w skali litosfery był wybitny polski fizyk prof. Marian Smoluchowski, a jego prace są po dziś dzień cytowane w podręcznikach tektoniki (np. Smoluchowski, 1909a, 1909b; por. Turcotte, 1979). Powyższe równanie, czyli równanie różniczkowe czwartego stopnia, można rozwiązać dopasowując metodą najmniejszych kwadratów jego rozwiązania ogólne do obserwowanego położenia stropu ugiętej dolnej płyty litosferycznej. Procedura ta, choć prosta

Ryc. 2. Model strefy subdukcji związanej z kolizją płyt kontynentalnych (wg Royden, 1988, zmodyfikowany)

Fig. 2. Model of subduction zone related to continental collision (after Royden, 1988, modified)

cych zapadlisko przedgórskie. Przeprowadzone liczne analizy dla wielu systemów orogenicznych na świecie pokazały, iż te obciążenia w wielu przypadkach są zdecydowanie niewystarczające dla wywołania obserwowanego ugięcia litosfery pod orogenem. W związku z tym, było konieczne wprowadzenie drugiej grupy sił — tzw. obciążeń podpowierzchniowych (ang. *subsurface loads*). Siły te są

i szybka, wymaga uproszczenia równania przez zaniedbanie sił poziomych N działających na uginaną płytę litosferyczną. W przypadku obszaru karpacko-panońskiego jego neogeńska historia rozwoju geologicznego była zdominowana przez regionalną ekstensję w obrębie płyty pannońskiej, a kompresja była zlokalizowana w stosunkowo niewielkim fragmencie deformowanych i nasuwanych Karpat fliszowych (Csontos i in., 1992; Horvath, 1993; Sandulescu, 1988). W związku z tym, siły poziome mogły w powyższym równaniu zostać pominięte (por. Royden & Burchfiel, 1989;



Ryc. 3. Wyniki modelowań ugięcia litosfery wzdłuż profilu IV

Fig. 3. Results of flexural modelling along profile IV

nim — wypiętrzenie przedgórskie (ang. *flexural forebulge*). W trakcie uginania litosfery jest deformowana również powierzchnia Moho, rozdzielająca skorupę i płaszcz, charakteryzujące się dość znacznymi różnicami gęstości. Pod orogেনem tworzy się tzw. korzeń orogeniczny (ang. *orogenic root*), związany z pograżeniem lżejszej materii skorupy, poniżej regionalnego poziomu Moho, co jest związane z powstaniem charakterystycznej, regionalnej ujemnej anomalii grawimetrycznej. W obszarze wypiętrzenia przedgórskiego ponad regionalny poziom Moho jest unoszony cięższy materiał płaszcz, co wywołuje dodatnią anomalię grawimetryczną.

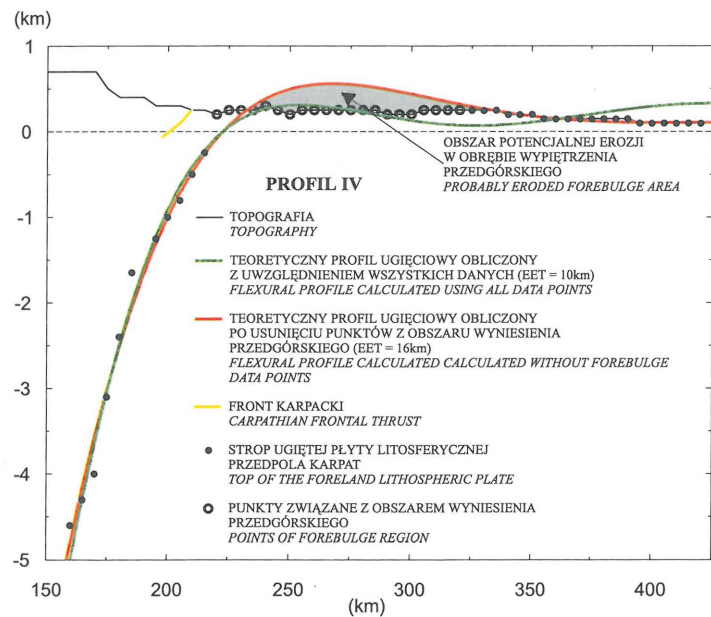
W celu przeprowadzenia modelowania ugięcia litosfery wzdłuż wybranego profilu potrzebne są następujące dane:

— topografia orogenu oraz gęstość skał budujących orogen i wypełniających zapadisko przedgórskie — w efekcie te informacje pozwalają na obliczenie działających na ugiętą płytę litosferyczną obecnie obciążeń powierzchniowych;

— położenie stropu płyty litosferycznej pograżanej w strefie subdukcji pod orogen — zakładamy, że w regionalnym przybliżeniu będzie on zgodny z przebiegiem powierzchni spełniającej równanie ugięciowe podane powyżej. Położenie rzeczywiste jest szacowane na podstawie danych z głębokich wierceń oraz wyników interpretacji danych geofizycznych (sejsmika, magnetotelluryka, grawimetria);

— gęstości skał budujących skorupę i płaszcz.

Procedura modelowania ugięcia litosfery polega na obliczeniu wielu profili ugięciowych związanych z różnymi wartościami parametrów będących niewiadomymi w równaniu ugięciowym, przede wszystkim efektywnej miąższości sprężystej EET. Następnie wybierany jest profil,



Ryc. 4. Ugięcie płyty litosferycznej wzdłuż profilu IV z uwzględnieniem erozji w obrębie wypiętrzenia przedgórskiego

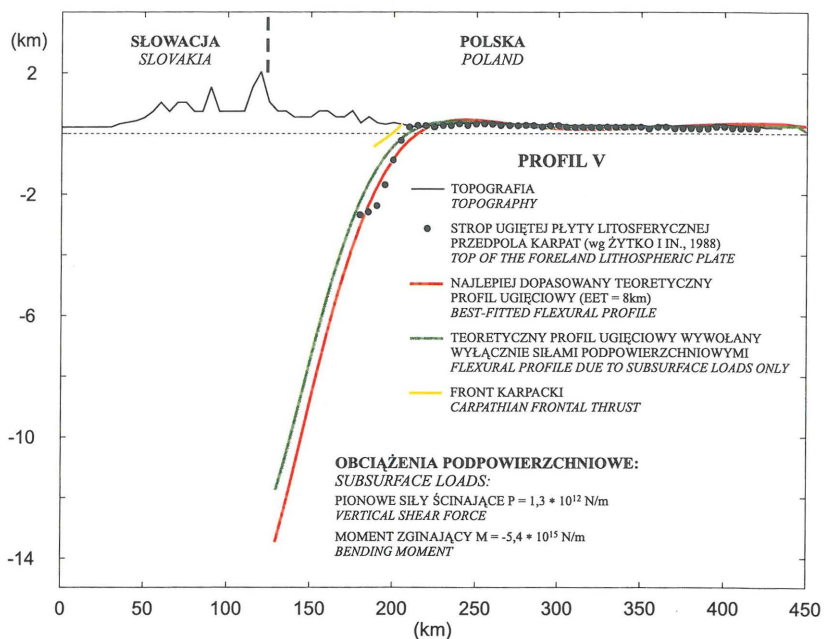
Fig. 4. Flexure of the lithospheric plate along profile IV with included possible erosion of the flexural forebulge

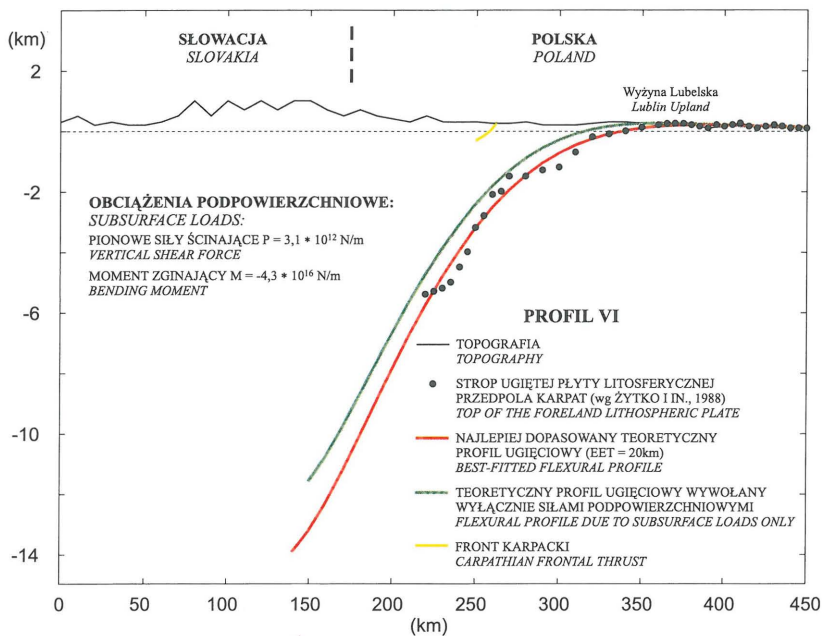
Royden, 1993a). Uwzględnienie sił poziomych jest możliwe przez bezpośrednie zastosowanie standardowych metod numerycznego rozwiązywania równań różniczkowych (np. metoda Rungego-Kutty). W chwili obecnej autorzy prowadzą prace nad skonstruowaniem programu opartego na tej metodzie i pozwalającego na uwzględnienie również sił poziomych.

W efekcie subdukcji płyty litosferycznej przed frontem orogenu tworzy się zapadisko przedgórskie, w pewnej zaś odległości przed

Ryc. 5. Wyniki modelowań ugięcia litosfery wzdłuż profilu V

Fig. 5. Results of flexural modelling along profile V





Ryc. 6. Wyniki modelowań ugięcia litosfery wzdłuż profilu VI
 Fig. 6. Results of flexural modelling along profile

fili (ryc. 2). Skonstruowano je w oparciu o profile oznaczone odpowiednio numerami IV–VII na mapie autorstwa Żytka i in. (1988). Wzdłuż tych profili, po ich przedłużeniu na północ i południe, zestawiono dane dotyczące topografii Karpat i rejonów otaczających oraz dane dotyczące przebiegu stropu płyty litosferycznej budującej przedgórze orogenu i zanurzającej się w strefie subdukcji. W ujęciu regionalnym składa ona się z platformy zachodnioeuropejskiej, rozumianej tu jako część płyty litosferycznej przedpola Karpat położonej głównie na zachód od strefy T–T oraz platformy wschodnioeuropejskiej. W zachodniej części polskich Karpat strop uginanej płyty litosferycznej jest wyznaczany przez strop skał paleozoicznych budujących nieckę górnośląską, w części centralnej —

który najlepiej aproksymuje przebieg stropu płyty litosferycznej. Dodatkowym elementem modelowań może być obliczanie dla każdego teoretycznego profilu ugięciowego anomalii grawimetrycznej i porównywanie go z danymi pomiarowymi. W niniejszym artykule ta część modelowań nie będzie rozważana. Wstępne wyniki takich modelowań wzdłuż jednego profilu z terenu Karpat polskich zostały przedstawione przez autorów wcześniej (Krzywiec & Jochym, 1996).

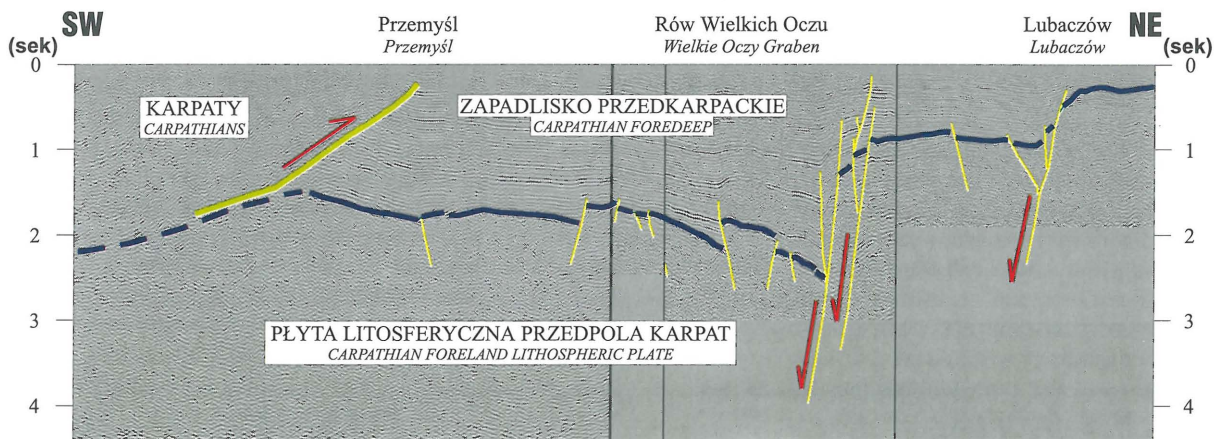
W efekcie przeprowadzonych modelowań otrzymujemy podstawowe informacje o mechanicznej charakterystyce badanej strefy kolizji kontynentalnej. Można określić podstawowy parametr mechaniczny jakim jest dla subdukowanej płyty litosferycznej jej efektywna miąższość sprężysta EET oraz wzajemną zależność obciążeń powierzchniowych i podpowierzchniowych, podczas rozwoju badanej strefy subdukcji.

Wyniki modelowania ugięcia litosfery na obszarze polskich Karpat

Modelowania ugięcia litosfery na obszarze polskich Karpat przeprowadzono wzdłuż czterech regionalnych pro-

strop osadów mezozoicznych (jura i kreda), w części wschodniej zaś przez osady karbonu, dewonu i kambru (Oszczytko i in., 1989). Dane gęstościowe zostały wykorzystane za Bojdysem i Lembergerem (1986) oraz Royden (1993a). Dla każdego z profili obliczono następnie wiele teoretycznych profili ugięciowych, przy założeniu różnych wartości EET i określono ten, dla którego stwierdzono najlepszą zgodność między danymi teoretycznymi i obserwowanymi.

Profil IV jest zlokalizowany w najbardziej zachodniej części polskich Karpat (ryc. 2), jego przebieg zaś został nieco zmodyfikowany w stosunku do profilu z mapy Żytka i in. (1988). Po analizie wielu teoretycznych profili ugięciowych, obliczonych dla wartości EET w dużym zakresie od kilku do kilkudziesięciu kilometrów stwierdzono, iż najlepsze dopasowanie danych obserwowanych do krzywej teoretycznej uzyskano dla wartości EET ok. 10 km oraz dla wysokich wartości sił podpowierzchniowych (ryc. 3). W rejonie wypiętrzenia przedgórskiego mamy na tym profilu niezbyt dobrą zgodność teoretycznej krzywej ugięciowej z danymi topograficznymi. Może to być efektem erozyjnego usunięcia części wypiętrzenia, będącego najmocniej elewo-



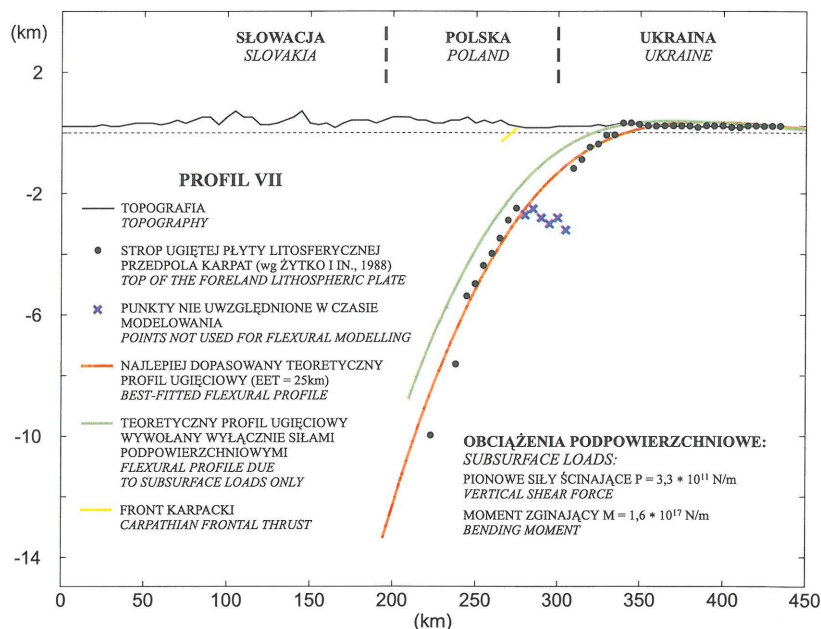
Ryc. 7. Regionalny profil sejsmiczny zlokalizowany mniej więcej na linii Przemyśl–Lubaczów. Wyraźnie widać na nim system uskoków tworzących obniżenie zwane rowem Wielkich Oczu
 Fig. 7. Regional seismic profile located approximately along line Przemyśl–Lubaczów showing large faults and related tectonic low, so called Wielkie Oczy Graben

Tab. 1. Zestawienie podstawowych parametrów mechanicznych dla wybranych stref kolizji kontynentalnej (za Roydenem, 1993a). Apenniny i Karpaty są związane z cofającymi się strefami subdukcji, Alpy i Himalaje zaś z postępującymi strefami subdukcji

	APENINY (Apennines)	KARPATY UKRAIŃSKIE (Ukrainian Carpathians)	ALPY ZACHODNIE (Western Alps)	HIMALAJE (Himalayas)
efektywna miąższość sprężysta EET (km) <i>effective elastic thickness</i>	20	40	50	80
pionowe siły ścinające P (N/m) <i>vertical shear forces</i>	$-2,1 \cdot 10^{12}$	$-0,8 \cdot 10^{12}$	$3,6 \cdot 10^{12}$	$1,9 \cdot 10^{12}$
moment zginający M (N/m) <i>bending moment</i>	$1,1 \cdot 10^{17}$	$1,8 \cdot 10^{17}$	$9,0 \cdot 10^{17}$	$3,4 \cdot 10^{17}$

waną częścią płyty przedgórza orogenu. W celu oszacowania wielkości erozji oraz implikacji dla obliczonej wartości EET, przeprowadzono modelowania, polegające na dopasowaniu teoretycznej krzywej ugięciowej do punktów wyznaczających strop ugiętej płyty litosferycznej, po usunięciu spośród nich punktów związanych z obszarem wypiętrzenia przedgórskiego. Taka procedura pozwoliła na uwzględnienie w czasie modelowania założenia, iż obecna topografia w obrębie wypiętrzenia została po ugięciu płyty litosferycznej zmodyfikowana przez erozję i nie powinna być uwzględniana w czasie procedury dopasowywania. Najlepszą zgodność między teoretyczną krzywą ugięciową a danymi obserwowanymi uzyskano dla EET=16 km (ryc. 4). Porównanie tej krzywej i dzisiejszej topografii wypiętrzenia przedgórskiego pozwala na oszacowanie stopnia erozji na tym obszarze na ok. 300–400 m. Jest to wartość zgodna z szacunkami uzyskanymi na podstawie badań terenowych (Zuchewicz, inf. ustna). Oceniono następnie wzajemne relacje między obciążeniami powierzchniowymi (ciężar Karpat i osady zapadliska przedkarpackiego) a obciążeniami podpowierzchniowymi — czyli siłami działającymi na koniec płyty litosferycznej ugiętej w strefie subdukcji. W tym celu obliczono dwa teoretyczne profile ugięciowe (ryc. 3): jeden przy założeniu, że na litosferę działają obie grupy sił, drugi zaś przy założeniu, iż litosfera jest ugięta tylko pod działaniem sił podpowierzchniowych. Innymi słowy, drugi profil odpowiada sytuacji, kiedy niejako „zdjęto” z profilu Karpaty i zapadlisko usuwając siły gnące płytę litosferyczną wywołane ich ciężarem. Jak widać, takie „usunięcie” Karpat i zapadliska spowodowało jedynie niewielkie zmniejszenie się ugięcia litosfery. Oznacza to, iż dla tego profilu dominującą rolę dla powstania i obecnego kształtu karpackiej strefy subdukcji miały siły, związane z

Ryc. 8. Wyniki modelowań ugięcia litosfery wzdłuż profilu VII
Fig. 8. Results of flexural modelling along profile VII



Tab. 2. Zestawienie podstawowych cech postępujących i cofających się stref subdukcji i związanych z nim obszarów orogenicznych (za Roydenem, 1993). Kolorem oznaczono te cechy, na temat których uzyskano ilościowe informacje w efekcie przeprowadzonych modelowań ugięcia litosfery

GENERALNE CECHY STREFY SUBDUKCJI	POSTĘPUJĄCE STREFY SUBDUKCJI (np. ALPY, HIMALAJE)	COFAJĄCE SIĘ STREFY SUBDUKCJI (np. APENINY, KARPATY)
Rodzaj regionalnych deformacji	Kompresja (antytetyczne łuki nasuwcze)	Ekstensja (baseny załukowe typu „back arc”)
Średnia topografia orogenu	Wysoka (2 - 6 km)	Niska (do 1 km)
Erozja	Duża (ok. 30 km)	Mała (<5 - 10 km)
Metamorfizm	Średniego - wysokiego stopnia	Niskiego stopnia lub brak
Deformacje podłoża krystalicznego	Deformacje sięgające głębokości śródkorupowych (nasunięcia - uskoki - mylonityzacja)	Zasadniczo brak (czasem uskoki normalne)
Konwergencja post-kolizyjna (po kolizji płyt kontynentalnych)	Długotrwała (dziesiątki mln lat)	Brak lub krótkotrwała (kilka mln lat)
Facje osadowe w basenie zapadliska przedgórskiego	Długotrwała depozycja typu molasowego (po kolizji płyt kontynentalnych)	Długotrwała depozycja typu fiiszowego (głównie przed i w trakcie kolizji płyt kontynentalnych)
Geometria basenu zapadliska przedgórskiego	Normalna w stosunku do rozmiaru górotworu	Anomalnie głębokie zapadlisko do rozmiaru górotworu
Kompensacja basenu zapadliska przedgórskiego	Dominacja obciążeń powierzchniowych	Dominacja obciążeń podpowierzchniowych

głębokimi procesami zachodzącymi w strefie subdukcji, a nie obciążaniem płyty litosferycznej przedpola nasuwanymi Karpatami i osadami zapadliska przedkarpackiego. Geologiczne implikacje tego faktu zostaną omówione w dalszej części artykułu.

Zbliżone wyniki uzyskano dla profilu V, biegnącego południkowo, w stosunkowo niewielkiej odległości od Krakowa (ryc. 2). W tym przypadku najlepszy teoretyczny profil ugięciowy uzyskano dla wartości EET ok. 8 km oraz dla wysokich wartości sił podpowierzchniowych (ryc. 5). Należy tutaj zauważyć, iż w tym przypadku nawet dla podanej wartości EET dopasowanie krzywej, obliczonej do danych rzeczywistych, nie było zbyt dobre. Można sądzić, że jest to wynikiem specyficznego położenia tego profilu. Znajduje się on bowiem w miejscu, gdzie zapadlisko przedkarpackie gwałtownie zmniejsza swą szerokość natrafiając na tzw.

rygiel krakowski (Ney, 1968). W rejonie krakowskim, przy obecnej północnej krawędzi zapadliska (rów krzeszowski), brak jest osadów przybrzeżnych analogicznych do utworów dobrze znanych z bardziej wschodniej części zapadliska przedkarpacciego, zaś na północ od rowu krzeszowskiego istnieją stosunkowo liczne, wyizolowane płyty osadów mioceńskich. Najprawdopodobniej oznacza to, iż w trakcie rozwoju zapadliska przedkarpacciego (baden –sarmat) jego północna krawędź znajdowała się w większej niż dziś odległości od pozycji współczesnego brzegu Karpat, obecna sytuacja geologiczna zaś jest — podobnie jak w przypadku profilu IV — wynikiem późniejszych procesów geologicznych, takich jak np. aktywność tektoniczna lub erozja. Dla profilu V przeprowadzono, podobnie jak i dla profilu IV, modelowania z uwzględnieniem możliwej erozji w obrębie wypiętrzenia przedgórskiego. Z analizy uzyskanych wyników wynika, iż nawet dla znacznych zmian wartości EET i po usunięciu wielu punktów związanych z wypiętrzeniem nie uzyskano znaczącego polepszenia dopasowania teoretycznej krzywej ugięciowej do punktów obserwowanych. Oznacza to, iż dla tego profilu należałoby skonstruować profil uwzględniający synorogeniczną konfigurację basenu zapadliska przedkarpacciego. Analiza możliwego zakresu zmian obliczonych wartości EET oraz sił podpowierzchniowych wskazuje jednak, iż nie powinno to w większym stopniu wpłynąć na uzyskane wyniki. Porównanie wzajemnego stosunku obciążeń powierzchniowych i podpowierzchniowych dla profilu V (ryc. 5) wskazuje, że siły działające na płytę litosferyczną w strefie subdukcji wyraźnie dominują nad siłami wywołanymi ciężarem Karpat i osadów zapadliska.

Profil VI jest położony we wschodniej części polskich Karpat i przechodzi przez Rzeszów (ryc. 2). Jak widać, częściowo jest on ulokowany w obszarze strefy T–T, charakteryzującej się znacznym wzrostem miąższości skorupy (Guterch i in., 1986; Ziegler, 1992) oraz przechodzi na północy w obszar starej platformy wschodnioeuropejskiej. Dla tego profilu najlepsze dopasowanie teoretycznej krzywej ugięciowej i danych obserwowanych uzyskano dla EET = 20 km (ryc. 6) — wyraźnie wyższej wartości, niż w przypadku poprzednich dwóch profili. Również i dla tego profilu było konieczne przyjęcie działania znacznych sił podpowierzchniowych. Porównanie teoretycznej krzywej ugięciowej, obliczonej dla sumy sił powierzchniowych, i podpowierzchniowych z krzywą obliczoną tylko dla sił podpowierzchniowych pokazuje, że również i dla tego fragmentu Karpat siły podpowierzchniowe były znacznie istotniejsze dla rozwoju strefy subdukcji niż siły wywołane obciążeniem orogenu i osadami zapadliska (ryc. 6). Lokalizacja wypiętrzenia przedgórskiego na krzywej teoretycznej dobrze zgadza się z położeniem Wyżyny Lubelskiej,

można więc sądzić, że jej istnienie jest przynajmniej częściowo związane z deformacją płyty litosferycznej przedpola wywołaną rozwojem karpacciej strefy subdukcji.

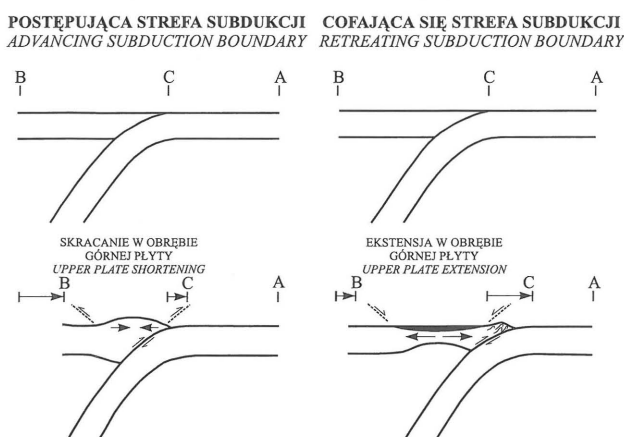
Profil VII leży tuż przy granicy polsko-ukraińskiej i zlokalizowany jest na obszarze strefy Teisseyre'a–Tornquista oraz platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 2). Jak widać, wzdłuż tego profilu mamy do czynienia ze znaczną lokalną deniwelacją w obrębie uginanej płyty litosferycznej (tzw. rów Wielkich Oczu, leżący w rejonie Lubaczowa), znacznie odbiegającą od głównego trendu przebiegu stropu tej płyty. Przed przystąpieniem do modelowania ugięcia litosfery wzdłuż tego profilu, trzeba było zdecydować, czy modelowania będą prowadzone z wykorzystaniem wszystkich danych opisujących położenie ugiętej płyty litosferycznej, czy też przeprowadzona zostanie ich selekcja. W tym celu wykorzystano dostępne piśwemu autorowi dane sejsmiczne z tego rejonu. Ich interpretacja (ryc. 7) pokazuje, iż w rejonie tym mamy do czynienia z systemem dużych uskokiów normalnych, które w badenie i sarmacie doprowadziły do powstania znacznego lokalnego obniżenia o genezie tektonicznej. Uskoki te powstały w efekcie oddziaływania strefy kolizji karpacciej na jej przedpole i uruchomienia tektonicznego fragmentów strefy T–T (granica masywu małopolskiego), co doprowadziło do powstania w reżimie ekstensyjnym lub częściowo transtensyjnym lokalnego obniżenia (Krzywiec & Pietsch, 1996). Zasadniczo odmienny pogląd na temat genezy tych obniżzeń prezentuje Jucha (1985), opowiadający się za ich czysto erozyjnym pochodzeniem oraz Dziadzio i Jachowicz (1996), którzy przedstawili zupełnie inną interpretację tektoniczną profili sejsmicznych i zaproponowali inny scenariusz rozwoju tektonicznego tego rejonu. Brak miejsca nie pozwala na szerszą dyskusję z obiema pracami (będzie ona tematem osobnego artykułu), przy założeniu jednak, iż powstanie widocznego obniżenia w obrębie uginanej litosfery było zjawiskiem lokalnym, można przyjąć, że na potrzeby modelowania ugięcia litosfery należy pominąć punkty z nim związane. Otrzymamy wówczas regionalny przebieg stropu uginanej płyty litosferycznej, związany z powstaniem karpacciej strefy subdukcji. Dla profilu VII najlepsze dopasowanie uzyskano dla EET równego ok. 25 km, czyli dla podobnej wartości jak dla profilu VI. Również i w tym przypadku były konieczne znaczne siły podpowierzchniowe, znacznie istotniejsze do obciążeń podpowierzchniowych (ryc. 8).

Dyskusja

Przedstawione powyżej wyniki modelowań ugięcia litosfery pozwalają na określenie zasadniczych cech mioceńskiej strefy subdukcji polskich Karpat. Po pierwsze można stwierdzić, iż w obszarze karpaccim na terenie Polski mamy do czynienia z wyraźną zmianą sprężystych właściwości płyty litosferycznej, która uległa pogrążeniu w strefie subdukcji. W zachodnim sektorze polskich Karpat efektywna miąższość sprężysta EET osiąga wielkości ok. dziesięciu–kilkunastu km, co charakteryzuje litosferę o stosunkowo dużej podatności na zginanie, ku wschodowi zaś wartość

Ryc. 9. Modele postępującej i cofającej się strefy subdukcji (za Royden, 1993a). Zmiany odległości punktów A i B przedstawiają tempo konwergencji płyt litosferycznych, zmiany odległości punktów A i C — tempo subdukcji

Fig. 9. Model of advancing and retreating subduction boundaries (after Royden, 1993a). Change of distance between points A and B is related to the rate of plate convergence, and between points A and C — to the rate of subduction



EET rośnie do 20–25 km. Jest to zgodne z regionalną zmianą charakteru płyty przedpola Karpat, którą na zachodzie tworzy młodsza platforma zachodnioeuropejska, a na wschodzie starsza — a co za tym idzie dużo sztywniejsza — platforma wschodnioeuropejska. Jest to również zgodne z trendem wzrostu EET wzdłuż całego łuku Karpat, z zachodu ku wschodowi. Dla Karpat ukraińskich (Royden, 1993a) uzyskano wartość EET ok. 40 km (por. tab. 1), co charakteryzuje pogrążenie pod Karpatami najstarszej, a co za tym idzie najszywniejszej części platformy wschodnioeuropejskiej, czyli tarczy ukraińskiej. Na obszarze Karpat rumuńskich (Royden & Karner, 1984) EET osiąga wielkość 30 km.

Istotnym wynikiem przeprowadzonych modelowań jest określenie typu karpackiej strefy subdukcji, w nawiązaniu do schematu podziału stref kolizji płyt litosferycznych, na związane bądź z tzw. cofającymi się strefami subdukcji (ang. *retreating subduction boundaries*), bądź też z tzw. postępującymi strefami subdukcji (ang. *advancing subduction boundaries*) (por. Royden & Burchfiel, 1989; Royden 1993a, 1993b). Podział ten opiera się na zasadniczym założeniu, iż istnieje bezpośredni związek między typem mechanizmu, powodującego powstanie i rozwój strefy subdukcji a obserwowanymi powierzchniowo cechami, związanego z tą strefą orogenu i basenu zapadliska przedgórskiego. Na ryc. 9 za Roydenem (1993a) przedstawiono oba typy stref subdukcji. W przypadku postępującej strefy subdukcji mamy do czynienia z większym tempem konwergencji płyt litosferycznych, w stosunku do tempa subdukcji, co prowadzi do regionalnej kompresji i znacznego pogrubienia całej skorupy w obszarze orogenicznym. Dla tego typu stref subdukcji czynnikiem sprawczym, napędzającym kolizję jest wzajemny ruch płyt litosferycznych. W przeciwnym przypadku, kiedy tempo subdukcji jest większe od tempa konwergencji płyt, powstaje cofająca się strefa subdukcji, charakteryzująca się regionalną ekstensją w obrębie górnej płyty litosferycznej oraz lokalną kompresją, związaną z kontaktem kolidujących płyt. W tym przypadku kolizja i rozwój strefy subdukcji są powodowane nie przez regionalne przemieszczanie się płyt litosferycznych względem siebie, a przez pogrążanie płyty przedpola orogenu w strefie subdukcji, pod wpływem ciężaru np. fragmentów skorupy oceanicznej, większego w stosunku do astenosfery (mechanizm typu *slab-pull*). W tab. 2 za Roydenem (1993a) przedstawiono zasadnicze cechy stref kolizji płyt litosferycznych, związanych z oboma typami stref subdukcji. Jak można zauważyć, Karpaty, czy też szerszy obszar karpacko-pannoński, a szczególnie jego ostatnie, neogeńskie etapy rozwoju, bardzo ściśle odpowiadają charakterystyce strefy kolizji kontynentalnej, związanej z cofającą się strefą subdukcji. W neogenie region karpacko-pannoński był zdominowany przez załukową ekstensję, związaną z rozwojem basenu pannońskiego i połączoną z aktywnym wulkanizmem (Csabo i in., 1992), kompresja zaś była ograniczona do pryzmy akrecyjnej Karpat fliszowych. Karpaty są górami o stosunkowo niewielkich średnich wysokościach, stopień erozji w obrębie orogenu był też raczej niewielki (np. w porównaniu z Alpami czy Himalajami, gdzie na powierzchni są eksponowane skały z bardzo dużych głębokości), brak jest neogeńskiego metamorfizmu, czy wreszcie brak jest neogeńskich deformacji, w których stwierdzonoby zaangażowanie podłoża krystalicznego. Postkolizyjna (czyli trwająca od momentu kolizji fragmentów skorupy kontynentalnej) konwergencja trwała tu stosunkowo krótko, sedymentacja w zapadlisku przedkarpackim zaś była zdominowana przez depozycję osadów raczej głębokomorskich (za wyjątkiem środkowobadeńskich osadów ewaporatowych i

stosunkowo niewielkiej miąższości płytkowodnych osadów klastycznych i węglanowych w zapadlisku przeważają osady deltowe i turbidytowe). Chodzi tu rzecz jasna o bardzo ogólną, wręcz uśrednioną, charakterystykę typu sedymentacji, rozpatrywaną w kontraście do rozwoju osadów np. basenu molasowego, czyli zapadliska przedalpejskiego lub zapadliska związanego z Himalajami. Oba te baseny są zdominowane przez osady bardzo płytkowodne, bądź lądowe i w kontraście do nich można stwierdzić, iż zapadlisko przedkarpackie charakteryzuje się sedymentacją bardziej głębokomorską. Jedną z zasadniczych cech, pozwalających na określenie przynależności danej strefy kolizji do jednego z dwóch typów opisanych powyżej, jest względna istotność obciążeń powierzchniowych (ciężar orogenu i osadów zapadliska przedgórskiego) i podpowierzchniowych. Dla cofających się stref subdukcji obciążenia podpowierzchniowe zdecydowanie dominują i są odpowiedzialne za pogrążanie płyty litosferycznej przedpola pod orogen i za powstanie basenu zapadliska przedgórskiego. Jak wykazały m.in. przeprowadzone modelowania grawimetryczne i analizy ewolucji różnych stref kolizji, siły podpowierzchniowe najprawdopodobniej są wywoływane zwiększonym, w stosunku do otoczenia, ciężarem skorupy oceanicznej, bądź mocno ścienionej skorupy kontynentalnej (Royden & Burchfiel 1989; Royden 1993a, 1993b). W przypadku polskich Karpat wyniki przeprowadzonych modelowań jednoznacznie wskazujące na zdecydowaną dominację obciążeń podpowierzchniowych sugerują, iż mioceńska strefa subdukcji mogła być związana z pogrążaniem oceanicznej, bądź ścienionej kontynentalnej skorupy, będącej podłożem starszych basenów fliszowych, co było na podstawie przesłank geofizycznych lub geologicznych postulowane przez innych autorów (np. Bojdis & Lemberger, 1986; Tokarski, 1980). Oznacza to, że możemy w przypadku mioceńskiej ewolucji polskich Karpat mówić o mechanizmie typu *slab-pull*, który był odpowiedzialny za stworzenie strefy subdukcji i w efekcie pasa nasuwczego Karpat zewnętrznych oraz basenu zapadliska przedkarpackiego.

Podsumowanie

Przeprowadzone modelowania ugięcia litosfery, wzdłuż czterech regionalnych profili przecinających polskie Karpaty dostarczyły nowych informacji o charakterze neogeńskiej strefy subdukcji związanej z tym orogেনem. Stwierdzono, iż wzdłuż łuku polskich Karpat mamy do czynienia z wyraźną zmianą wartości efektywnej miąższości sprężystej EET płyty litosferycznej przedpola (od 8–16 km na zachodzie do 20–25 km na wschodzie). Dla każdego profilu obciążenia podpowierzchniowe zdecydowanie przeważają nad obciążeniami powierzchniowymi. Wraz z innymi cechami charakteryzującymi system Karpaty/zapadlisko przedkarpackie/basen pannoński (przewaga regionalnej ekstensji nad kompresją, stosunkowo mała średnia wysokość orogenu, niewielka erozja, brak deformacji w obrębie podłoża krystalicznego, czy raczej głębokomorski charakter sedymentacji w basenie zapadliska przedgórskiego) wyniki modelowań pokazują, iż w ostatnich etapach swego rozwoju (miocen) Karpaty były związane z cofającą się strefą subdukcji, za jej powstanie zaś był odpowiedzialny mechanizm typu *slab-pull*. Związany on mógł być z ciężarem pogrążanej w strefie subdukcji skorupy oceanicznej lub mocno ścienionej skorupy kontynentalnej, będącej wcześniej podłożem basenów fliszowych. Powstanie basenu zapadliska przedkarpackiego zbieżne było w czasie z postępującymi ruchami nasuwczymi, w obrębie pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrz-

ných. Wyniki przeprowadzonych modelowań wskazują jednak, iż ruchy nasuwcze nie były bezpośrednim powodem powstania tego basenu osadowego, oba te zjawiska zaś — powstanie zapadliska i nasunięcie zewnętrznych Karpat fliszowych — miały wspólną przyczynę, czyli pograżanie w strefie subdukcji płyty litosferycznej przedpola. Wniosek ten jest istotnym uzupełnieniem wyników badań Oszczyпки (1996), który wykazał, iż dla rozwoju basenu zapadliska przedkarpackiego istotną była subsydencja tektoniczna.

Modelowania zostały wykonane wzdłuż poszczególnych profili, czyli stanowiły przykład modelowań dwuwymiarowych. Łuk karpacki jest jednym z najbardziej zakrzywionych łuków orogenicznych na świecie (obejmuje niemal 270°) i można sądzić, że zasadniczym rozwinięciem modelowań ugięcia litosfery byłyby modelowania trójwymiarowe. Również upraszczając założenie o stałej miąższości płyty litosferycznej wzdłuż całego profilu, mogłoby zostać w następnych etapach modelowań zastąpione bardziej realistycznym przypadkiem lateralnych zmian miąższości. Chodzi tu zarówno o zmiany rzeczywistej miąższości litosfery, co jest szczególnie istotne dla sygnału grawimetrycznego rejestrowanego na powierzchni (por. Lillie i in., 1994), jak i o zmienną efektywną miąższość sprężystą EET, co jest istotne dla lateralnych zmian ugięcia litosfery. Wspomniano już wcześniej o możliwości uwzględnienia głębokich sił poziomych, działających na litosferę oraz o użyciu do modelowań zrekonstruowanego profilu topograficznego. Uwzględnienie działania sił poziomych może pozwolić na lepsze zrozumienie procesów, zachodzących na dużych głębokościach, w strefie subdukcji. Wykorzystanie zrekonstruowanych profili, czyli uwzględnienie takich postorogenicznych zjawisk jak: erozja w obrębie orogenu i jego izostaticzne wyniesienie, pozwoliłoby na dokładniejsze opisanie parametrów mechanicznych karpackiej strefy subdukcji, z całą pewnością natomiast nie zmieniłoby zasadniczego wniosku o zdecydowanej dominacji obciążeń podpowierzchniowych nad powierzchniowymi.

Przedstawione w artykule modelowania zostały wykonane w ramach projektu badawczego nr 9 T12B 020 09 finansowanego przez KBN i koordynowanego przez A.K. Tokarskiego (PAN) i stanowią wkład do międzynarodowego projektu badawczego EUROPROBE - PANCARDI. Interpretacja danych sejsmicznych ze wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, udostępnionych przez PGNiG S.A., została wykonana przez pierwszego autora w trakcie realizacji tematu badawczego nr 2.14.0100.00.0 finansowanego przez NFOŚiGW i koordynowanego przez prof. T. Peryta (PIG). Prof. L. Roydena (MIT, USA) udostępniła swoje programy w celu przeprowadzenia modelowań. M. Jarosińskiemu (PIG) i Z. Krysiak (PIG) dziękujemy za krytyczne przejście tekstu artykułu, wszystkim polskim uczestnikom projektu PANCARDI zaś dziękujemy za liczne dyskusje i uwagi. Uwagi anonimowego recenzenta pozwoliły na lepsze przedstawienie niektórych tez referatu. W czasie prowadzenia niniejszych badań (1996) pierwszy autor był stypendystą Fundacji Na Rzecz Nauki Polskiej.

Literatura

BEAUMONT C. 1981 — *Geoph. J. Royal Astronom. Soc.*, 65: 291–329.
 BEAUMONT C., QUINLAN G.M. & HAMILTON J. 1987 — [W:] *Canad. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, 12: 425–445.
 BEAUMONT C., QUINLAN G.M. & HAMILTON J. 1988 — *Tectonics*, 7: 389–416.
 BIRKENMAJER K. 1976 — *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-2 (101)*: 43–53.
 BOJDYS G. & LEMBERGER M. 1986 — *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 56: 349–373.
 CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVATH F. & KOVAC M. 1992 — *Tectonophysics*, 208: 221–241.

DOGLIONI C. 1992 — *Terra Nova*, 4: 152–164.
 DZIADZIOP. & JACHOWICZ M. 1996 — *Prz. Geol.*, 44: 1124–1130.
 FLEMINGS P.B. & JORDAN T.E. 1989 — *J. Geoph. Research*, 94(B4): 3851–3866.
 GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R., PERCHUĆ E. & TOPORKIEWICZ S. 1986 — *Results of seismic crustal studies in Poland (1969 - 1985)*. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-17 (192)*.
 HORVATH F. 1993 — *Tectonophysics*, 226: 333–357.
 JUCHA S. 1985 — *Prz. Geol.*, 33: 333–344.
 KARNER G.D. & WATTS A.B. 1983 — *J. Geoph. Research*, 88: 10449–10477.
 KRZYWIEC P. & JOCHYM P. 1996 — *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, M.-18, 273*: 155–161.
 KRZYWIEC P. & PIETSCH K. 1996 — *Z. Nauk. AGH, Geologia*, 22: 49–59.
 KSIĄŻKIEWICZ M. 1977 — *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47: 329–353.
 LILLIE R.J., BIELIK M., BABUSKA V. & PLOMEROVA J. 1994 — *Tectonophysics*, 231: 215–235.
 LYON-CAEN H. & MOLNAR P. 1983 — *J. Geoph. Research*, 88: 8171–8191.
 LYON-CAEN H. & MOLNAR P. 1985 — *Tectonics*, 4: 513–538.
 MORETTI I. & ROYDEN L. 1988 — *Ibidem*, 7: 875–893.
 NEY R. 1968 — *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 45: 1–86.
 NEY R. 1976 — *Prz. Geol.*, 24: 309–316.
 NUNN J.A., CZERNIAK M. & PILGER R.H. 1987 — *Tectonics*, 6(5): 603–617.
 OSZCZYPKO N. & ŻYTKO K. 1987 — [W:] *Global Correlation of Tectonic Movements*, John Wiley & Sons, 187–198.
 OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1985 — *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 55–75.
 OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., MENCIK E., DVOŘAK J. & MATEJOVSKA O., 1989 — [W:] *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and Their Foreland*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
 OSZCZYPKO N. 1996 — *Prz. Geol.*, 44: 1007–1018.
 QUINLAN G.M. & BEAUMONT C. 1984 — *Canad. J. Earth Sci.*, 21: 973–996.
 ROYDEN L. & KARNER G. 1984 — *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 68: 704–712.
 ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. 1987 — *Geology*, 15: 714–717.
 ROYDEN L. 1988 — *J. Geoph. Research*, 93(B7): 7747–7766.
 ROYDEN L. 1993a — *Tectonics*, 12: 303–325.
 ROYDEN L. 1993b — *Ibidem*, 12: 629–638.
 ROYDEN L. & BURCHFIEL B.C. 1989 — *Ibidem*, 8: 51–61.
 SANDULESCU M. 1988 — [W:] *Pannonian Basin*. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 45: 17–26.
 SMOLUCHOWSKI M. 1909a — *Kosmos*, 34: 547–579.
 SMOLUCHOWSKI M. 1909b — *Bull. Int. Acad. Sci. de Cracovie*, 3–20.
 SABO C., SZABOLACS H. & CSONTOS L. 1992 — *Tectonophysics*, 208: 243–256.
 TOKARSKI A.K. 1980 — *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-8 (130)*: 129–142.
 TURCOTTE D. L. 1979 — [W:] *Advances in Geophysics*, 21: 51–86.
 TURCOTTE D.L. & SCHUBERT G. 1983 — *Geodynamics — Application of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley & Sons: 450.
 ŻYTKO K., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., NEMCOK J., ELIAS M., DVORAK J., STRANIK Z., RAKUS M. & MATEJOVSKA O. 1988 — [W:] *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and Their Foreland*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
 ZIEGLER P. 1922 — *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier/Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV.