

PROBLEMY TEKTONIKI PODŁOŻA A ROZWÓJ STRUKTUR POKRYWY WSCHODNIEJ CZĘŚCI KARPAT POLSKICH

Alpejskie systemy orogeniczne są klasycznym obszarem badań leżących u podstawy współczesnej znajomości procesów geologicznych. Ich obecne tendencje charakteryzują się poszukiwaniem związków między ewolucją cykli sedymentacyjno-diastraficznych a strukturą litosfery i procesami sterującymi jej przeobrażeniem. Złożoność tych zagadnień tkwi w szerokim horyzoncie czasowym i zasięgu głębokościowym rozpatrywanych zjawisk, obejmujących przedział astenosfery.

Powiązanie czynnika czasu i przestrzeni, czyli geodynamiczne podejście do problemów ewolucji planów geostrukturalnych skorupy ziemskiej, wydaje się być właściwą drogą prowadzącą do ich rozwiązania. Współczesny obraz niejednorodności wgłębnych planów litosfery, zalegających poza zasięgiem badań bezpośrednich, może być jedynie przedmiotem analizy zmian pól geofizycznych. Wyniki badań geofizycznych wskazują, że zarówno deformacje pokrywy osadowej, jak i zróżnicowanie hipsometryczne powierzchni Ziemi, znajduje swoje odbicie w niejednorodności głębokich powłok litosfery.

Na tle wzajemnych powiązań genetycznych, plany geostrukturalne pokrywy i podłoża wykazują istotne odrębności m.in. zarówno w zakresie hipsometrii, jak i modeli odkształceń. Można domniemywać, że ich przyczyną są zróżnicowane właściwości fizyczne skał w poszczególnych powłokach litosfery. Problem ten rzutuje również na ocenę głębokości interpretowanych granic geofizycznych i ich geologiczną identyfikację.

Niezależnie od aspektu tektogenetycznego, badanie prawidłowości między tektoniką podłoża a rozwojem struktur pokrywy ma istotne znaczenie dla programowania poszukiwań naftowych w głęboko zalegających elementach strukturalnych, szczególnie w odniesieniu do problemu tzw. fałdów wgłębnych.

Fałdy wgłębne jednostki borysławsko-pokuckiej, zawierające ogromne złoża ropoносne w Karpatach ukraińskich, są od wielu lat obiektem prac poszukiwawczych we wschodniej części Karpat polskich (29). Wyniki supergłębokiego wiercenia Kuźmina-1, w zestawieniu z rezultatami uprzednio wykonanych wierceń, przybliżają rozwiązanie tego zagadnienia, choć zdaniem autorów nie pozwalają na jego jednoznaczną interpretację. W tym świetle poszukiwanie szerszych korelacji między tektoniką podłoża a budową strukturalno-facjalnych jednostek orogenu karpackiego może przyczynić się również do sprecyzowania interpretacji północno-zachodniego przedłużenia fałdów wgłębnych.

Podejmując powyższy problem, należało rozważyć pytanie, w jakim stopniu możliwe jest jego rozwiązanie w kontekście nierównomiernego stanu rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej wschodniej części Karpat polskich. Z tego też powodu zachodziła konieczność posłużenia się argumentami, wynikającymi z analizy megastruktury północnego sektora łuku karpackiego – dyskutowanymi poniżej.

ZARYS PLANU GEOSTRUKTURALNEGO

Główne rysy litosfery orogenu karpackiego mogą być opisane z pozycji analizy deformacji jej planów geostruk-

turalnych i ich wzajemnego stosunku. Wychodząc z klasycznych kryteriów sekwencji stratygraficznej pokrywy osadowych i faz ich deformacji w planie tektogenu wydziela się konwencjonalnie (18):

– internidy; wewnętrzne strefy fałdowe, zbudowane z kompleksów mezozoicznych (najczęściej typu węglanowego) oraz krystalicznych i zmetamorfizowanych formacji prealpejskich, stowarzyszonych często ze skałami wulkanicznymi; deformowane w kredowych fazach tektonicznych;

– eksternidy; zewnętrzna grupa jednostek, uformowana w trakcie ruchów neoalpejskich w system fałdów i płaszczowin; charakteryzująca się rozwojem serii diastraficznych (wieku jura gr. – pliocen) typowych dla strefy miogeosynklijalnej (w ujęciu tradycyjnym).

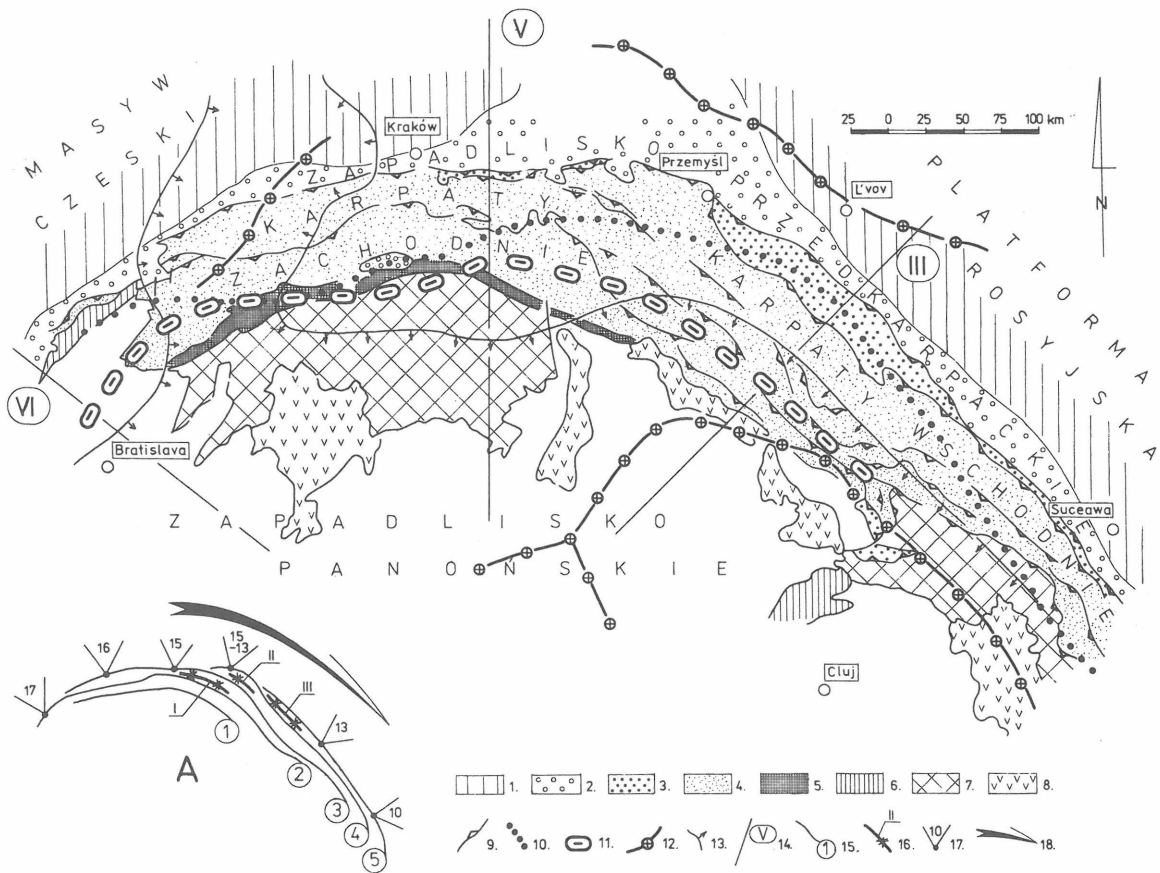
Jednostki strukturalno-facjalne tektogenu karpackiego cechuje ogólnie znaczne skrócenie lateralne i duża różnorodność stylów tektonicznych, przy ograniczonym udziale intruzji granitowych i procesów metamorfizmu, głównie typu wysokociśnieniowego i niskotemperaturowego (H. Mahel, 1983).

Charakterystycznym elementem geostrukturalnym północnego sektora łuku karpackiego – o wyjątkowo skomplikowanej tektonice – jest pieniński pas skałkowy, deformowany synchronicznie z ostatnimi fazami internidów i najstarszymi w obrębie eksternidów. Wyznacza on granicę między jednostkami Karpat wewnętrznych i zewnętrznych (ryc. 1).

Karpaty zewnętrzne (eksternidy) tworzą strukturalnie typowy, ciągły pas sfałdowanych i nałożonych pokryw, rozdzielonych nasunięciami o spolaryzowanej wergencji. Od wewnątrz, obramowuje go strefa fałdowań kredowych, intruzje wulkaniczne i nałożone pokrywy posttektoniczne. Wzdłuż całej długości łuku karpackiego, eksternidy nasunięte są na zapadlisko przedgórskie wypełnione młodszymi molasami, zalegającymi w pozycji autochtonu na podłożu typu platformowego. Stosunek molas przedgórskich do pokryw fliszowych jest wieloraki: najstarsze, zalegające w ciągłości sedymentacyjnej (względnie z niewielką luką stratygraficzną), zostały sfałdowane i nasunięte (grupa brzeźna – rozwinięta w Karpatach Wschodnich); młodsze podścielają strefę zewnętrznych nasunięć, a także w niektórych przekrojach tworzą parautochtoniczne płyty na sfałdowanych pokrywach fliszowych. Ogniwa najmłodsze pokrywają brzeźne elementy nasunięcia karpackiego, np. w obrębie „zatoki rzeszowskiej” (14). Na tej podstawie można udokumentować synchroniczność neoalpejskich deformacji z sedymentacją molas przedgórskich.

Początek procesu nasuwania jednostek wewnętrznych jest trudniejszy do udokumentowania. Niemniej, stadijalność deformacji neoalpejskich, a pośrednio intruzji wulkanicznych, wydaje się być nadrzędną cechą rozwoju orogenu karpackiego, powiązaną z migracją ruchów fałdowo-nasuwczych zarówno wzdłuż, jak i poprzecznie do rozciągłości jego elementów geostrukturalnych (ryc. 1A). Znajduje ona odzworowanie – już w stadium sedymentacyjnym (11) – w migracji stref maksymalnej subsydencji, a także w dyskrepancji pokryw tektonicznych.

Na tym tle w planie intersekcyjnym eksternidów można wydzielić dwa segmenty (ryc. 1):



Ryc. 1. Szkic geostrukturalny północnego sektora łuku karpackiego (zestawiony na podstawie Mapy tektonicznej Europy i regionów sąsiadujących, 1981 oraz prac: 4, 13)

Fig. 1. Geostructural sketch of the northern section of Carpathian arc (based on the Tectonic Map of Europe and Adjacent Regions, 1981 and on references no. 4, 13)

1 – obramowanie platformowe, 2 – niezdeformowane molasy zapadliska przedkarpackiego, 3 – molasy brzeżne (sfałdowane), 4 – sfałdowane i nasunięte pokrywy fliszowe Karpat zewnętrznych (eksternidów), 5 – pieniński pas skałkowy, 6 – inne formacje osadowe sfałdowane w fazach neoałpejskich, 7 – sfałdowane formacje mezo- i paleoałpejskie oraz preałpejskie (nie rozdzielone), 8 – pokrywy wulkaniczne, 9 – nasunięcia, 10 – oś regionalnej anomalii grawimetrycznej, 11 – zerowa linia anomalii sondowań geomagnetycznych, 12 – osie dodatnich anomalii strumienia ciepłego, 13 – granice obszarów o strumieniu ciepłym większym od 60 mW/m², 14 – ślady profili głębokich sondowań sejsmicznych (GSS); A – schemat migracji neoałpejskich ruchów fałdowo-nasuwczych (wg N. Oszczytki i A. Ślączi, 17); 15 – fazy: 1 – pirenejska, 2 – helwecka, 3 – sawska, 4 – styryjska, 5 – moldawska; 16 – migracja osi maksymalnych subsydencji: I – oligocen dl., II – miocen dl, III – miocen śr.; 17 – migracja najmłodszych ruchów nasuwczych w strefie nasunięcia karpackiego (R. Jiříček, 5) – w mln lat, 18 – podłużny wektor migracji

1 – frame of platform, 2 – non-deformed molasses of Carpathian foredeep, 3 – marginal molasses (folded), 4 – folded and napped flysch covers of Outer Carpathians (externides), 5 – Pieniny Klippen Belt, 6 – other sedimentary formations folded in neoałpine phases, 7 – folded mezo- paleo- and pre-alpine formations (not divided), 8 – volcanic covers, 9 – overthrusts, 10 – axis of regional gravimetric anomaly, 11 – zero line of anomalies of geomagnetic soundings, 12 – axes of positive anomalies of heat flux, 13 – boundaries of areas of heat flux greater than 60 mW/m², 14 – traces of profiles of deep seismic soundings (GSS); A – schema of migration of neoałpine folding-napping movements (based on N. Oszczytko and A. Ślączi, 17); 15 – phases: 1 – Pirenean, 2 – Helvetian, 3 – Savian, 4 – Styrian, 5 – Moldavian; 16 – migration of maximum subsidence axes: I – Lower Oligocene, II – Lower Miocene, III – Middle Miocene; 17 – migration of youngest napping movements in the zone of Carpathian overthrust (after R. Jiříček, 5) – in millions of years, 18 – longitudinal migration vector

– Karpaty Zachodnie, charakteryzujące się rozwojem jednostek bardziej wewnętrznych; głównie grupy magurskiej i śląskiej;

– Karpaty Wschodnie, w obrębie których rozbudowują się pozostałe grupy (głównie brzeżna).

Granica obu segmentów jest przyjmowana konwencjonalnie po wschodniej stronie sigmoidalnego skreśtu struktur fliszowych na S od Przemyśla (sigmoida przemyska). W strefie tej łuk orogeniczny krzyżuje się z transkarpacką depresją, w obrębie której korelacja jednostek wewnętrznych grupy średniej jest problemem otwartym (18, 24).

Nadrzędną cechą megastruktury karpackiego systemu orogenicznego – pomijając opisane zróżnicowania – jest koncentryczno-strefowy (owalny) plan geostrukturalny,

wyrażony zarówno w tektonice pokryw osadowych, jak i intersekcji elementów głębokiego podłoża (ryc. 1), rozpoznanego metodami geofizycznymi. W tym względzie najbardziej kompleksowy model litosfery udokumentowano dla północno-wschodniego sektora Karpat. Charakteryzują go następujące cechy i analogie:

– narastająca głębokość nieciągłości Moho, od strefy zapadlisk wewnętrznych (nie większa od 37,5 km – 21) ku zewnętrznemu obramowaniu orogenu (ponad 60 km – w III profilu GSS), jak również stropu astenosfery w przedziale od 60 aż do 250 km pod strefą zapadliska przedkarpackiego korelującą się w swych wartościach maksymalnych z lokalizacją osi regionalnej anomalii grawimetrycznej;

– nieciągły charakter skorupy ziemskiej, tworzącej

w podłożu Karpat zewnętrznych i ich rowu przedgórskiego asymetryczne zapadlisko ograniczone od strony wewnętrznej systemem głębokich rozłamów o amplitudzie dochodzącej do 20 km (III GSS), korelujących się z lokalizacją linii zerowej anomalii indukcji geomagnetycznej (4);

– skomplikowana struktura wewnętrzna skorupy ziemskiej, odwzorowująca w interpretacji S.I. Subbotina et al. (23) trzy plany strukturalne granicy Moho w podłożu eksternidów, związane z różnym wiekiem ich konsolidacji tektonicznej;

– narastający radialnie średni gradient strumienia ciepłego, od wartości 1,2 w strefie zapadliska przedkarpacciego do 2,8 mcal/cm²s w obszarze zapadliska panońskiego (20); linie charakteryzujące jego zmiany na tle szkieletu geostrukturalnego zestawiono na ryc. 1.

Powyższe cechy sugerują, że system głębokich rozłamów w podłożu orogenu wyznacza strefę kontaktu wewnętrznych płyt litosfery z pograżonymi elementami platformy epiwaryscyjskiej (2).

Oba systemy litosfery odróżniają się nie tylko hipsometrią granic nieciągłości Moho i Conrada, ale także zmianami miąższości skorupy ziemskiej, które wskazują na znaczny rozmiar ruchów przesuwczych i prawdopodobną kolizję płyt w podłożu orogenu.

KONCEPCJA MODELU GEODYNAMICZNEGO DEFORMACJI NEOALPEJSKICH

Charakterystyczne rysy planu geostrukturalnego Karpat zewnętrznych: sfałdowane i nałożone pokrywy tektoniczne o spolaryzowanej wergencji, rozpatrywane na tle specyficznych cech budowy ich głębokiego podłoża – skłaniają do rozpatrywania tektogenezy orogenu fliszowego z pozycji modelu kolizyjnego. Płaszczywinowo-łańdowy styl tektoniki pokryw fliszowych – nie wnikając w skomplikowany mechanizm tektogenezy pierwotnej – jest najczęściej przypisywany latoralnej kompresji (naciskom tangencjalnym „przenoszonym” przez pokrywę osadową), w wyniku której poszczególne pokrywy zostały odkłute od podłoża, sfałdowane i nasunięte na swoje przedpole. Należy w tym miejscu podkreślić, że zróżnicowania stylu tektonicznego, a także miąższości i litofacji – w strefach kontaktu tektonicznego poszczególnych jednostek – prowadzą do konkluzji, że nie mogą być one spowodowane jedynie rozmiarem przemieszczeń poziomych, ale odwzorowują przede wszystkim potomne cechy subbasenów geosynklinalnych.

Specyficzną cechą paleomorfologii geosynkliny fliszowej były mobilne ryny sedimentacyjne, rozdzielone „aktywnymi” wypiętrzeniami (kordyliery, łuki wysp), których plan podlegał permanentnej przebudowie, znajdującej swoje odbicie m.in. w kierunkach transportu i rozkładzie miąższości osadów grubodetrycznych. Wskazują one również na migrację stref maksymalnych subsydencji (8). Można udowodnić, że przynajmniej w końcowym stadium cyklu sedimentacyjnego (oligocen śr. – miocen dl.) zaczęły się formować fałdy pokrywy. Symptomaticznie ich rozwoju jest zróżnicowana miąższość najmłodszych litofacji w skrzydłach elementów strukturalnych i rozmiar synkinematycznej erozji pokrywy, która doprowadziła do gradacji paleowyniesień w stadium poprzedzającym ostateczną inwersję tektonęgu. Zarówno duży wymiar subsydencji późnogeosynklinalnych rynien, a jednocześnie i erozji syngenetycznej paleowyniesień oraz początkowych fałdów pokrywy – składowej pionowej ruchów tektonicznych – wskazuje na narastającą kompresję w podłożu geosynkliny, jeszcze przed rozpoczęciem głównej fazy ruchów łańdowo-nasuwczych (11). Geneza i mechanizm formowania się kompresyjnych

struktur pokrywy był sukcesywnie modyfikowany, począwszy od hipotezy kontrakcji, aż do modeli geodynamicznych, wywodzących się z założeń tektoniki płyt (3, 15, 16, 19, 27).

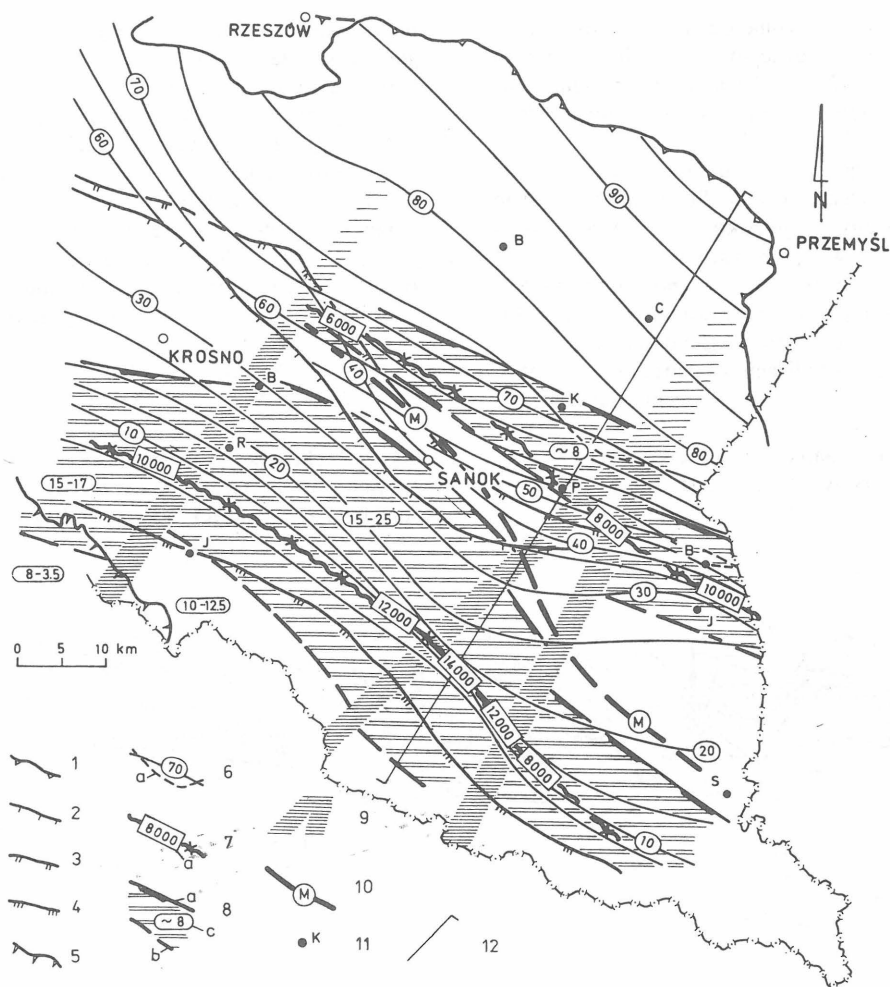
Najbardziej złożonym i kontrowersyjnym elementem hipotez tektogenetycznych jest problem interpretacji mechanizmu subhoryzontalnych przemieszczeń tektonicznych. Niewątpliwie procesy łańdowo-nasuwcze – zaburzające pierwotne ułożenie osadu i ich stosunek do podłoża – doprowadziły w konsekwencji do znacznego zwężenia przestrzeni zajmowanej przez formacje osadowe w basenach sedimentacyjnych.

Rozmiar poziomych przemieszczeń (transportu tektonicznego) może być odwzorowany za pomocą mapy izotym (ryc. 2), która umożliwiła rekonstrukcję palinspastyczną osnowy basenów sedimentacyjnych. Gdy do rekonstrukcji palinspastycznej podejmiemy w precyzyjny, ściśle geometryczny sposób, to można wykazać, że poprawny układ paleogeograficzny – wg kryteriów kształtu i długości łuków intersekcyjnych elementów strukturalnych – można uzyskać wykonując rozwinięcie palinspastyczne w kierunku zgodnym z wergencją struktur, tj. ku N lub NE (10). Konsekwencją tego odwzorowania jest model kinematyczny, w ramach którego główną przyczyną łańdowo-nasuwczych deformacji pokrywy fliszowej było dośrodkowe, koncentryczne podsuwanie się bloków litosfery w podłożu subbasenów geosynklinalnych. Teza ta, nawiązująca do założeń tektoniki płyt i hipotezy pessularnej (26), uzasadnia zarówno stadialność deformacji neoalpejskich, jak i genezę polarność orogenicznej pokrywy tektonicznych (ryc. 1A) – reagujących pasywnie na ruch podsuwczycy skonsolidowanych bloków litosfery południowego obrzeżenia platformy epiwaryscyjskiej. W takim ujęciu łańdowo-nasuwczy pas eksternidów odwzorowuje w projekcji powierzchniowej kompresyjny megaszew litosfery – typu subdukcji A, w ujęciu A.W. Bally’ego (1).

TEKTONIKA STROPU PODŁOŻA SKONSOLIDOWANEGO: INTERPRETACJE GEOFIZYCZNE A PRZESŁANKI GEOLOGICZNE

Pomimo długoletnich tradycji badań geologicznych w Karpatach, stan ich rozpoznania jest nierównomierny – niektóre zagadnienia stratygrafii i tektoniki jednostek fliszowych zostały zbadane szczegółowo – inne, jak np. problem tektoniki głębokich struktur fliszu i ich podłoża, pozostają często w sferze hipotez, nie zawsze popartych obiektywnymi argumentami. Rozwiązanie tych problemów jest uzależnione od postępu w metodyce i interpretacji badań geofizycznych oraz wyników głębokich wierceń, jak również od geologicznej koncepcji ich lokalizacji.

W brzeżnej strefie Karpat, gdzie podłoże skonsolidowane zalega na płytkich i średnich głębokościach, wyniki badań geofizycznych korelują się na ogół dość dobrze z profilami wierceń. Wiercenia zlokalizowane w strefach pograżonego podłoża wykazały, że tektonika pokrywy jest bardziej skomplikowana niż przypuszczano, a możliwość jednoznacznej interpretacji granic sejsmicznych z powierzchniami strukturalnymi – w trudnych warunkach seismo-geologicznych – ograniczona. W tym względzie problem geologicznej interpretacji tektoniki stropu podłoża skonsolidowanego – szczególnie w strefach, gdzie zalega on poniżej potencjalnego zasięgu wierceń – powinien być rozpatrywany z pozycji kompleksowej analizy modeli geofizycznych i przesłanek geologicznych.



Ryc. 2. Elementy geodynamiki pokrywy wschodniej części Karpat polskich na tle tektoniki podłoża (zestawiono na podstawie prac: 6, 11, 22)

Fig. 2. Geodynamical elements of the cover of eastern part of Polish Carpathians on the background of basement's tectonics (after references no. 6, 11, 22)

Intersekcja powierzchni nasunięć ze spągiem serii menilitowo-krośnieńskiej, jednostek: 1 – skolskiej (karpackiego), 2 – podśląskiej, 3 – śląskiej, 4 – dukielskiej; 5 – nasunięcie magurskie (śląd powierzchniowy), 6 – izotymy w km (a – odcinki zdwojenia powierzchni strukturalnej), 7 – prognozowane osie maksymalnej głębokości zalegania hipotetycznego spągu pokrywy fliszowej (a – wartości w km), 8 – strefy pograżonego podłoża (a – krawędź zewnętrzna, b – górna krawędź bloku wewnętrznego, c – głębokość skonsolidowanego podłoża), 9 – strefy prawdopodobnych rozłamów poprzecznych w podłożu, 10 – linia ograniczająca strefę pograżonego podłoża wg interpretacji zdjęcia areomagnetycznego, 11 – głębokie otwory wiertnicze, 12 – śląd przekroju Wola Michowa–Przemyśl (ryc. 3)

Intersection of surface of overthrusts with the base of Menilite – Krosno Series of the following units: 1 – Skole (Carpathian), 2 – Sub-Silesian, 3 – Silesian, 4 – Dukla, 5 – Magura overthrust (surface trail), 6 – isotherms in km (a – sections of reduplication of structural surface), 7 – prognostic axes of maximum depth of occurrence of hypothetical base of flysch cover (a – values in km), 8 – zones of sunken basement (a – outer edge, b – upper edge of inner block, c – depth of consolidated basement), 9 – zones of probable cross fractures in the basement, 10 – border line delimitating sunken basement's zone, based on interpretation of aeromagnetic survey, 11 – deep boreholes, 12 – line of the Wola Michowa–Przemyśl section (fig. 3)

Prognozowana głębokość hipotetycznego spągu pokrywy fliszowej, na podstawie ilościowej analizy: miąższości stratygraficznych, poziomych przemieszczeń tektonicznych (izotym) i procesów erozji (11) – prowadzi do wniosku, że głębokość zalegania skonsolidowanego podłoża musi być większa, niż to wynika z położenia granic refrakcyjnych o prędkościach ok. 5,6–6,5 km/s; przynajmniej w niektórych odcinkach są to granice pozorne, związane z powstawaniem fal refragowanych (6).

W świetle przesłanek geologicznych, za najbardziej prawdopodobną należy uznać interpretację głębokości podłoża skonsolidowanego, opartą na wynikach sondowań magnetotellurycznych (SMT), wykonanych przez PPG Warszawa (25). Strop podłoża skonsolidowanego (prekambru?) w profilach magnetotellurycznych jest korelo-

wany z horyzontem wysokoopornościowym (ponad 10^4 omm). W jego nadkładzie występuje warstwa o wyjątkowo niskiej oporności, której geneza może być powiązana z wystąpieniem kompleksów skał nasyconych silnie zmineralizowanymi wodami o wysokiej temperaturze (4).

Na ryc. 2 i 3 zestawiono wybrane elementy modelu tektoniki skonsolidowanego podłoża (22), opartego na analizie i reinterpretacji krzywych SMT, wykonanej przez M. Stefaniuka. W obrazie tego modelu można wydzielić (w ogólnym ujęciu) strefę zewnętrzną płytko zalegającego podłoża (w przedziale gł. 3–8 km), którego strop obniża się stopniowo ku SW (S) i koreluje się w znacznym stopniu z mapą strukturalną granicy refrakcyjnej (6). W jej części wschodniej występuje obniżony element podłoża, na który jest nałożone wewnętrzne synklinorium jednostki skolskiej.

Powyższa strefa jest ograniczona od strony południowej głębokim skłonem, przechodzącym w zapadlisko podłoża (osiągające głębokość 15–25 km), które rozciąga się wzdłuż wewnętrznej części centralnego synklinorium karpacciego.

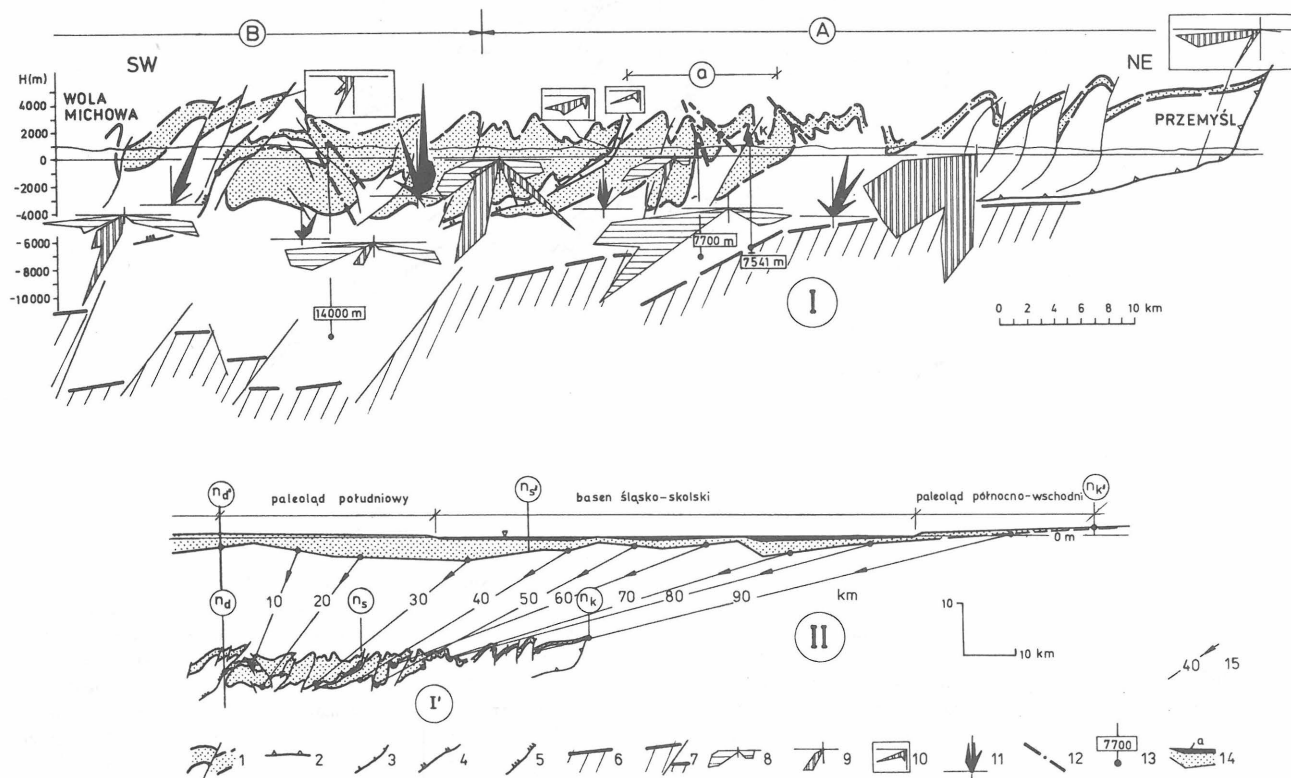
Wzdłuż południowej granicy państwa zaznacza się strefa wypiętrzonych elementów podłoża, których strop może być interpretowany na głębokości od 8 km w części zachodniej do 12,5 km w części wschodniej. Obraz podłoża komplikuje się znacznie w strefie położonej na SW od sigmoidy przemyskiej, gdzie prawdopodobnie „krzyżują się” przynajmniej dwie strefy głębokich rozłamów. Problem uściślenia ich lokalizacji i charakteru, a także innych stref nieciągłych, wymaga zagęszczenia siatki sondowań magnetotellurycznych.

Opierając się na przesłankach wynikających z analizy stylu deformacji pokrywy fliszowej, a także wcześniej

poczynionych ustaleń – przyjęto, że „skokowe” zmiany głębokości zalegania horyzontu wysokoopornościowego mają charakter nieciągłości nachylonych ku SW (S) – co nie pozostaje w sprzeczności z charakterem krzywych SMT (22). Interpretowane głębokości stropu podłoża skonsolidowanego mogą być obarczone błędem systematycznym rzędu kilkunastu procent. W profilu otworu Kuźmina-1, który nawiercił podłożę prekambryjskie na głębokości ok. 7400 m, różnica głębokości w stosunku do zamieszczonego przekroju (12), mieści się praktycznie w granicach dokładności skali rysunku.

ODBICIE STRUKTURY PODŁOŻA W ROZWOJU DYSLOKACJI POKRYWY

Styl tektoniki pokrywy – opisany zestawionymi diagramami parametrów deformacji (12) – wykazuje ściśle powiązania z tektoniką podłoża (ryc. 3):



Ryc. 3. Model tektoniczny i paleostrukturnalny przekroju Wola Michowa-Przemysł (zestawiono na podstawie prac: 10, 12)

Fig. 3. Tectonical and paleostructural models of the Wola Michowa-Przemysl section (compiled after: 10, 12)

I: 1 – zrekonstruowane deformacje tektoniczne serii menilitowo-krośnieńskiej; nasunięcia jednostek: 2 – skolskiej, 3 – podśląskiej, 4 – śląskiej, 5 – dukielskiej; 6 – strop horyzontu wysokoopornościowego (ponad 10^4 omm) korelowany ze stropem podłoża skonsolidowanego, 7 – dyslokacje podłoża; diagramy kierunków tektonicznych – rozkład kątów i kierunków zapadania: 8 – refleksów sejsmicznych, 9 – uskoków 10 – nasunięć; 11 – kierunki wergencji powierzchni osiowych elementów strukturalnych, 12 – osie elementów obalonych wstecznie, 13 – prognozowane, maksymalne głębokości występowania hipotetycznego spągu pokrywy fliszowej; A – strefa płytko zalegającego podłoża (a – obniżony element w podłożu wewnętrznego synklinorium jednostki skolskiej), B – strefa pograżonego podłoża; II: 14 – zrekonstruowana miąższość stratygraficzna serii menilitowo-krośnieńskiej w przekroju basenu (a – głębokość zbiornika sedimentacyjnego), 15 – projekcja poziomych przemieszczeń tektonicznych spągu serii menilitowo-krośnieńskiej na podstawie mapy izotym (w km); I – przekrój tektoniczny w skali pomniejszonej, n_d – nasunięcie dukielskie (względna linia odniesienia rekonstrukcji palinspastykcyjnej), n_s – nasunięcie śląskie, n_k – nasunięcie karpaccie (skolskie); n_d' , n_k' , n_s' – jw. w położeniu paleostrukturnalnym

I: 1 – reconstructed tectonical deformations of the Menilite – Krosno Series; overthrusts of the units: 2 – Skole Unit, 3 – Sub-Silesian, 4 – Silesian, 5 – Dukla; 6 – top of the high – resistance horizon (above 10^4 omm) correlated with the top of consolidated basement, 7 – dislocations of basement; Diagrams of tectonical directions – distribution of angles and tilts: 8 – of seismic reflections, 9 – of faults, 10 – of overthrusts; 11 – directions of vergence of axial surfaces of structural elements, 12 – axes of back – recumbent elements, 13 – prognosed maximal depths of occurrence of hypothetical base of the flysch cover; A – zone of shallow – occurrence of the basement, (a – lowered element in the basement of inner synclinorium of the Skole Unit), B – zone of deeply-sunken basement; II: 14 – reconstructed stratigraphical thickness of the Menilite – Krosno Series in the basin's section (a – depth of sedimentary reservoir), 15 – projection of horizontal tectonical replacements of the base of Menilite – Krosno Series based on the map of isotymes (in km); I – tectonical section in reduced scale, n_d – Dukla overthrust (relative datum line of palinspastic reconstruction), n_s – Silesian overthrust, n_k – Carpathian overthrust (= Skole overthrust); n_d' , n_k' , n_s' – as above in paleostructural situation

– w strefach płytko zalegającego podłoża deformacje pokrywy cechuje monowergencja kierunków tektonicznych,

– w strefach pogrążonego podłoża ujawniają się kierunki wergencji wstecznej zarówno elementów strukturalnych, jak i dyslokacji nieciągłych (9); ponadto pokrywę fliszową nad strefami pogrążonego podłoża charakteryzuje styl tektoniczny typu „spiętrzonych struktur”. W swych głównych rysach szkic strukturalny podłoża wykazuje zaskakujące podobieństwo z paleomorfologią geosynkliny w stadium poprzedzającym główną fazę ruchów fałdowo-nasuwczych, przy uwzględnieniu rozmiaru skrócenia szerokości stref sedimentacyjnych (ryc. 3II).

Jak wynika z interpretacji mapy izotym, strefy największego zwężenia orogenicznego powierzchni sedimentacyjnej (zagęszczenia izolinii) nałożone są na pogrążone elementy podłoża. Również osie prognozowanych stref maksymalnej miąższości sfałdowanej pokrywy fliszowej wykazują zbieżne tendencje rozciągłości (ryc. 2). Ponadto cechą charakteryzującą współczesne obniżenia strukturalne pokrywy (synklinoria), powiązane genetycznie z neopalpejskimi depresjami, jest rozwój drugorzędnych sfałdowań (bliźniaczych elementów strukturalnych) – jako efekt skracania powierzchni paleostrukturalnej o zwiększonej krzywiźnie. Na związek obniżen strukturalnych z depresjami podłoża zwrócił już uwagę M. Klimaszewski (7), opierając się na analizie badań geomorfologicznych centralnej depresji karpackiej.

Na tym tle strefy elewacji strukturalnych starszych kompleksów stratygraficznych (kredy–eocenu), nałożone są z reguły na paleowyniesienia podłoża i synsedymenacyjne struktury pokrywy, degradowane już w stadium synorogenicznym (wyższy oligocen–miocen dl.) – na co wskazuje ilościowa analiza procesów erozji w funkcji czasu geologicznego (9). Natomiast zrekonstruowana powierzchnia stropu warstw krośnieńskich cechuje się inwersją, w stosunku do geostrukturalnego planu podłoża, zgodnie z trendem wzrostu miąższości tej serii. Również rozciągłość struktur fałdowych wykazuje potomne cechy planu paleotektonicznego, tj. kierunki tektoniczne, np. w strefie sigmoidy przemyskiej odwzorowują paleomorfologię spągu serii menilitowo-krośnieńskiej w końcowym stadium jej sedimentacji.

Paleostrukturalne uwarunkowania współczesnych dyslokacji pokrywy ujawniają się szczególnie wyraźnie w rozwoju nasunięć. Wykazują one ścisłe powiązania ze skłoniami paleowyniesień, np.:

– „zanikanie” nasunięć śląskiego i podśląskiego na SE od Sanoka może być powiązane z zanurzaniem się paleowyniesienia rozdzielającego subbasen skolski i śląski,

– uaktywnianie się nasunięcia dukielskiego ku SE, tj. w strefie narastania kulminacji paleowyniesienia przeddukieleńskiego.

Interpretacja mapy izotym prowadzi do wniosku, że rozwój intensywnych fałdowych deformacji pokrywy, powiązany z paleodepresjami, w strefach płytko zalegającego podłoża, o stosunkowo płaskim ułożeniu powierzchni paleostrukturalnych, kompensowany był *a priori* rozmiarem amplitudy nasunięć. Można przypuszczać, że w strefach paleodepresji rozwój nasunięć płaszczowinowych uzależniony był od osiągnięcia – przez deformowaną pokrywę – granicznego stopnia sfałdowania.

Jak wykazał S. Wdowiarz (29), tektonika nasunięcia karpackiego jest „młodsza” od dyslokacji podłoża i nie może być wiązana z modelem deformacji grawitacyjnych. Minimalny rozmiar przemieszczeń prealpejskiego podłoża w przekroju Wola Michowa–Przemysł (ryc. 3), jako wartość zespalająca efekt fałdowania pokrywy i wymiar amplitudy nasunięć, może być oceniona w wymiarze około 120 km.

Sumując przedstawione rozważania, można przyjąć, że w trakcie neopalpejskich faz tektonicznych następowało skracanie podłoża – wzdłuż interpretowanych nieciągłości – coraz to bardziej zewnętrznych basenów, a pokrywy je wypełniające były sukcesywnie fałdowane i nasuwane przekraczająco na elementy geostrukturalne przedpola.

LITERATURA

1. Bally A.W. – A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. 9th World Petroleum Cong. Proc. 1975 vol. 2.
2. Beranek B. – Results of deep seismic sounding measurements in Czechoslovakia and their contribution to solution of deep contact of Alpine system with European platform. [In:] Czechoslovak geology and global tectonics. VEDA, Bratislava 1979.
3. Birkenmajer K. – The Carpathian orogen and plate tectonics. Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci. 1976 nr A-2 (101).
4. Jankowski J., Ney R., Praus O. – Czy pod całym łukiem północno-wschodnich Karpat istnieją głębokie wody termalne? Prz. Geol. 1982 nr 4.
5. Jiricek R. – Tektogeneticky vyvoj Karpatskeho oblunku behem oligocenu a neogenu. [In:] Mehal et al. – Tectonics profiles through the West Carpathians. Geol. Ustav D. Stura, Bratislava 1979.
6. Kasina Z. et al. – Opracowanie zbiorczej mapy elementów geofizycznych w polskiej części Karpat i ich przedgórze. Probl. Węzł. 01.01., zad. 02.03.01. Arch. Oddz. Karpackiego IG w Krakowie 1983.
7. Klimaszewski M. – Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Pr. Wrocł. Tow. Nauk. 1948 ser. 7.
8. Książkiewicz M. et al. – Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 13 Kreda i starszy trzeciorząd w Polskich Karpatach Zewnętrznych. Wyd. Geol. 1962.
9. Kuśmierek J. – Deformacje grawitacyjne, nasunięcia wsteczne a budowa wglębna i perspektywy naftowe przedpola jednostki dukieleńskiej w Bieszczadach. Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Krak. 1979 nr 114.
10. Kuśmierek J. – The problem of palinspastic reconstruction of Carpathian Geosyncline Flysch subbasins. Bull. Pol. Ac. Sc. Warszawa 1987.
11. Kuśmierek J. – Zarys geodynamiki centralnokarpackiego basenu naftowego. Pr. Geol. PAN 1987.
12. Kuśmierek J., Stefaniuk M., Patyk B. – Interpretacja stylu deformacji tektonicznych w przekrojach wschodniej części Karpat z wykorzystaniem elementów statystyki. Nafta 1985 nr 11–12.
13. Mýško A. (red.) – Atlas geosynoptyki naftowej Polski. Wyd. Geol. 1986.
14. Ney R. – Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN w Krak. 1968 nr 45.
15. Ney R. – Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's globe. Mater. Pr. Inst. Geof. 1975 vol. 82.
16. Ney R. – The Carpathians and plate tectonics. Prz. Geol. 1976 nr 6.
17. Oszczyk N., Ślaczka A. – An attempt to palinspastic reconstruction of Neopene basins in the Carpathians Foredeep. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1985 nr 1–2.

18. Sandulescu M. et al. — Les Carpathes. [In:] Tectonics of Europe and adjacent areas. Moskwa 1982.
19. Sikora W. — Kordyliery Karpat Zachodnich w swietle tektoniki płyt litosfery. Prz. Geol. 1976 nr 6.
20. Sobakkar G.L. et al. — Sowriemiennaja dinamika i struktura ziemnoj kory Karpat i prilegajuszczich tieritorij. Kijew 1975.
21. Sołłogub W.B. et al. — Struktura ziemnej kory Centralnoj i Wostocznoj Europy po danym geofizycznych issledowanij. Naukowa Dumka Kijew 1980.
22. Stefaniuk M., Kuśmierk J. — Interpretation of the basement roof of the eastern part of Polish Carpathians in the light of magnetotelluric survey and geological premises. XXXI Międz. Symp. Geofiz. Gdańsk 1986.
23. Subbotin S.I. et al. — Strojenije i ewolucija ziemnoj kory Ukrainy i sopriedielnych riegionow. Geof. Sb. 1976 wyp. 70.
24. Świdziński H. — O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1971 nr 1.
25. Święcicka-Pawliszyn J., Pawliszyn J. — Zastosowanie badań magnetotellurycznych do rozpoznawania złożonych struktur geologicznych. Geof. Stos. 1978 nr 2.
26. Teisseyre W. — Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Kosmos Lwów 1921 nr 46.
27. Tokarski A.K. — Dynamics of Outer Carpathian Tertiary Orogenesis. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. 1980 nr A-8 (130).
28. Wdowiarz S. — O stosunku Karpat do zapadlika przedkarpackiego w Polsce. Prz. Geol. 1976 nr 6.
29. Wdowiarz S., Jucha S. — North-Western Extension of the Borislav — Pokutse Zone of Deep-Seated Folds in the Polish Carpathians. Biul. Inst. Geol. 1981 nr 335.

SUMMARY

The present stage of studies on epigeosynclinal orogens is characterized by searching of connections between the evolution of sedimentary-diastrorphic cycles and the lithosphere's structure. The complicated, formed in several tectonic phases, geostructural plane of the Carpathian arc makes those studies complicated.

Analysis of the geostructural plane, either of the cover or the elements of deep orogene's basement, brings to the conclusion that the folded/napped belt of Carpathian externides reflects, in surface projection, a compressive mega-suture of the lithosphere (Fig. 1).

The connection between geostructural elements of the cover, their foreland and basement induces the authors to accept such a geodynamic model, in which structural — facial units of externides were formed in result of centripetal subduction of the lithosphere blocks underlying geosynclinal subbasins with nealpine flysh.

Performed in past few years in the Easter Polish Carpathians magnetotelluric probings showed, that the top of consolidated basement, which is connected with high — resistance horizon (about 10^4 omm), lays on higher depths than it was belived before. Its tectonics is characterized by deeply sunken zones elongated concordantly with structural depressions in the cover.

In opinion of the present authors, the new picture of the basement tectonic is correlated both with the kinematic mode modele of nealpine deformations reflected by isotyme map and with the present — day geological structure (Fig. 2).

On that background, some substantial connections between the basement structure and the cover's deformations evolution are discussed. Those connections are derived from the Late Oligocene — Early Miocene geosynclinal — palaeostructural plane, i.e. before the main phase of folding — overthrusting movements. In that aspect the genetical conditioning of regional depressions and elevations and mechanism of forming of overthrusts is deducted.

Independently of the tectogenetic aspect, those problems are important for oil prospecting in deeply sunken structural elements. It speccially concerns the NW continuation of deep folds of Boryslav — Pokucie unit in the Easter part of Polish Carpathians, taking under consideration, among others, the results of super — deep Kuźmina 1 borehole.

РЕЗЮМЕ

Современное состояние исследований эпигеосинклинальных орогенов характеризуется поиском связей между развитием седиментационно-диастрофических циклов и структурой литосферы. Сложность этой проблемы по отношению к карпатской дуге состоит в сложности ее геоструктурного плана, сформированного в ходе нескольких фаз тектонических движений.

Анализ геоструктурного плана как чехла, так и элементов глубокого фундамента орогена приводит к выводу, что складчато-шарьяжный пояс карпатских экстернид в проекции на давнюю поверхность отображает компрессионный мегашев литосферы (рис. 1). Отношение геоструктурных элементов чехла к их форланду и фундаменту склоняет авторов принять геодинамическую модель, в рамках которой структурно-фациальные единицы экстернид формировались вследствие центростремительного движения блоков литосферы в основании неоальпийских суббассейнов флишевой геосинклинали.

Проведенные в последние годы магнитотеллурические зондирования в восточной части польских Карпат выявили, что кровля консолидированного фундамента, увязываемая с горизонтом высоких сопротивлений (порядка 10^4 ом), залегает на больших глубинах, чем это до сих пор предполагалось. Его тектонику характеризуют глубокопогруженные зоны, протягивающиеся вдоль структурных понижений чехла.

По мнению авторов, новая картина тектоники фундамента коррелируется как с кинематической моделью неоальпийских деформаций, отображенных картой изотимов, так и с современным геологическим строением (рис. 2).

На этом основании обсуждаются существенные связи между структурой фундамента а развитием чехла, которые выводятся из палеоструктурного плана геосинклинали в верхнем олигоцене и нижнем миоцене, то есть до главной фазы складчато-шарьяжных движений (рис. 3). В этом отношении даказаны генетическая обусловленность региональных депрессий и поднятий, а также механизм образования надвигов.

Независимо от тектогенетического аспекта, эти вопросы имеют существенное значение для программирования поисков нефти в глубокопогруженных структурных элементах. Особенно это касается северо-западного продолжения глубинных складок Бориславско-Покутской единицы на площади восточной части польских Карпат, учитывая до сих пор полученные результаты, в частности сверхглубокой скважины Кузьмина 1.