

ZAGADNIENIE POŁUDNIOWO-WSCHODNIEGO PRZEDŁUŻENIA AULAKOGENU ŚRODKOWOPOLSKIEGO W GEOSYNKLINIE KARPACKIEJ

UKD 551.243.12:551.242.7(438 – 191.2):551.242.3(438 + 477 – 13 + 498 – 924.3):551.736/.78:551.263.2(049.3)

Niewielka grupa polskich geologów, reprezentująca ośrodki uniwersyteckie, a później i Państwowy Instytut Geologiczny oraz częściowo przemysł naftowy, pozostawiła do 1939 r. bogatą spuściznę naukową, w której obok podstawowych opracowań omawiających zwłaszcza budowę geologiczną Karpat znalazły się również artykuły i prace dyskusyjne. I chociaż cechował je nieraz burzliwy temperament – np. R. Zuber, 1910 „Panowie Prof. Dr G. i Prof. Dr T.W. (skrótly nazwisk autorów) wylali na mnie tak obfite strumienie błota, że istotnie chwilami mogło mi grozić niebezpieczeństwem życia” – to w sumie przyczyniły się one w dużej mierze do uporządkowania różnych spornych zagadnień z dziedziny stratygrafii i tektoniki w polskiej geologii. Po drugiej wojnie, kiedy liczba polskich geologów, mających do dyspozycji kilka periodyków, wzrosła do kilku tysięcy, powstają publikacje faktograficzne minimalna jest natomiast liczba opracowań dyskusyjnych, zwłaszcza dotyczących nowych prądów w geologii. Dlatego z satysfakcją należy odnotować pracę M. Książkiewicza (8), w której poddał on krytycznej ocenie prace niektórych geologów krajowych i zagranicznych dotyczących powstania Karpat w świetle hipotezy ruchów kier litosfery.

W „Przeglądzie Geologicznym” nr 6 z 1979 r., a następnie w Biuletynie Polskiej Akademii Nauk nr 4 z 1981 r. (w języku angielskim) W. Pożaryski i K. Żytko (12, 13) przedstawili pogląd, według którego aulakogen środkowopolski przedłuża się w geosynklinę karpacką. Pogląd swój opierają na znacznych miąższościach utworów kredy górnej i paleogenu, które jakoby rozwinęły się w geosynklinie na południowy wschód od aulakogenu. Autor od kilku dziesiątków lat, zajmując się budową geologiczną Karpat, odbywał kilkakrotnie studia terenowe na obszarze fliszowej strefy Karpat Wschodnich w ZSRR i Rumunii. W polskiej części Karpat miał możliwość zapoznać się z profilami ważniejszych głębokich otworów, projektując i prowadząc niektóre z nich. Bliższa analiza profili różnych części fliszu, a także zapadliska przedkarpackiego na odcinku Tarnów – Przemyśl nakazuje zachować ostrożność w formułowaniu wniosków, które przedstawili wymienieni autorzy, a nawet uznać je za mało lub w ogóle nieuzasadnione.

Pierwsze zastrzeżenia dotyczą zapadliska przedkarpackiego na obszarze Tarnów – Przemyśl. Wprawdzie najogólniej stanowi ono południowo-wschodnie przedłużenie niecki Nidy, która leży w przedłużeniu środkowopolskiego aulakogenu W. Pożaryskiego i W. Brochwicz-Lewińskiego (11), to jednak historia geologicznego rozwoju tych ob-

szarów różni się znacznie od siebie. Aulakogen środkowopolski spełnia w pełni zarówno sekwencją, jak i miąższością osadów permsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego wymagania, jakie przypisali temu terminowi jego twórcy. Pozostawiając na uboczu niekę Nidy, cykl sedymentacyjny tego kompleksu rozpoczyna się w zapadlisku ogólnie utworami triasu, który wg W. Moryca (9) osiąga maksymalną miąższość ponad 1000 m na północny zachód od Tarnowa. Linia o kierunku SE – NW od tego miasta ogranicza zasięg triasu na tym odcinku. Od wschodu granica jego zasięgu o takim samym kierunku biegnie od Czarnej Sędziszowskiej przez okolice Mielca ku NW. Z wyjątkiem wąskiej płytkiej ryny na tym odcinku utwory triasu według wspomnianego autora kończą się przed lub na brzegu Karpat.

Utwory jurajskie zaczynają się doggerem o miąższości kilkudziesięciu metrów, który dla rozpatrywanego zagadnienia ma małe znaczenie. Osady liasu nie są na tym obszarze znane, jest to zatem druga luka (po permie) w tym kompleksie strukturalnym. Mapa rozprzestrzenienia doggeru i malmu P. Karnkowskiego i S. Ołtuszyk (6) wskazuje, że leżą one przekraczającą na triasie, tylko od północnego wschodu dzieli je od paleozoiku wąska strefa triasu. Maksymalne miąższości zanotowano w północno-wschodniej części pokrywy jurajskiej, zwłaszcza na lewym brzegu Wisły. Nie układają się więc one zgodnie z triasem. Ku południowi miąższość osadów jurajskich na linii Dunajca szybko maleje od ok. 800 m w rejonie Tarnowa do 160 m w otworze Brzozowa 1 (odległość 12 km), przy czym leżą one tu bezpośrednio na prekambrze. Ku wschodowi na brzegu Karpat osiadają one w rejonie Pilzna 900 m, spadają jednak szybko ku ESE, czego przykładem może być otwór Szufnarowa, położony 15 km na S od brzegu Karpat na południku Sędziszowa, w którym przewiercono tylko 50 m jury. Nie dochodzi ona do Rzeszowa.

Trzecia wielka luka stratygraficzna w kompleksie permsko-mezozoicznym jest zaznaczona brakiem utworów kredy dolnej. Kreda górna w facji znanej z okolic Miechowa, wzbogacona w środkowej części niecki obecnością w spągu piaskowców cenomańskich, ma na obszarze między Wisłą a Karpatami miąższość kilkuset metrów, z tendencją spadkową ku południowi. Najdalej w tym kierunku stwierdzono utwory kredy w rejonie Tarnowa (ok. 300 m); zanikają one jednak kilka kilometrów dalej. Tak więc można z całą pewnością przyjąć, że nie przedłużają się one pod Karpaty.

Przytoczone w ogromnym skrócie fakty, wynikające z licznych wierceń, wskazują jednocześnie, że: 1) historia rozwoju utworów mezozoicznych w podłożu zapadliska przedkarpackiego odbiega od historii aulakogenu środkowopolskiego i stawia pod znakiem zapytania zasadność przenoszenia tego terminu na zapadlisko; 2) utwory mezozoiczne, znane z południowo-wschodniego przedłużenia niecki Nidy, nie wchodzą głębiej pod Karpaty. Autor uważa za nieporozumienie włączanie w to zagadnienia utworów miocenu wypełniających zapadlisko, które jest zjawiskiem czysto „alpejskim”.

Największym jednak nieporozumieniem jest porównywanie i wiązanie rozpatrywanych zagadnień w Karpatach w ich obecnej pozycji do przedpola. Mogą one być porównywane li tylko po odtworzeniu warunków paleogeograficznych panujących w geosynklinie karpackiej i na jej przedpolu przed sfałdowaniem osadów fliszowych, tj. w najniższym neogenie. W celu uzyskania takiego obrazu autor założył wykonanie następujących zadań (które same w sobie mają duży walor poznawczy): 1) wyjaśnienie przypuszczalnego przebiegu starego górotworu łączącego Dobrudżę w Rumunii z Górami Świętokrzyskimi; 2) ustalenie wewnętrznego zasięgu utworów miocenu autochtonicznego pod Karpatami; 3) ustalenie granicy wyjścia utworów miocenu sfałdowanego spod Karpat; 4) ustalenie pierwotnej szerokości i położenia strefy boryslawsko-pokuckiej; 5) ustalenie pierwotnej szerokości i położenia basenu sedymentacyjnego jednostki skolskiej.

Wynika z tego, że autor ograniczył się do trzech elementów strukturalnych Karpat, nie uzupełniając obrazu o pozostałe jednostki fliszowe, których analiza nie jest dla rozpatrywanego zagadnienia konieczna. Wprawdzie kilku autorów, poczynając od J. Nowaka (10), potem W.J. Sikora (17), M. Książkiewicz (7, 8) i R. Unrug (19), przedstawiło swoje wyobrażenia na temat palinospastycznej rekonstrukcji łańcucha lub tylko strefy fliszowej Karpat, to jednak materiał dowodowy dla tych prób należy uznać za bardzo skąpy i raczej przedstawiany subiektywnie przez poszczególnego badacza. Autor tego opracowania oparł się na analizie map geologicznych i tektonicznych oraz materiałach z głębokich wierceń, które w liczbie kilkuset zostały odwiercone wzdłuż zewnętrznej części Karpat. Przykładem korzystania z tych materiałów na polskim odcinku Karpat może być praca autora z 1976 r. (21).

Aby zrozumieć rozwój wspomnianych jednostek fliszowych, autor uważa za celowe przypomnienie warunków strukturalnych zewnętrznej ramy geosynkliny karpackiej. Na terenie Rumunii jest nią platforma mołdawska, stanowiąca brzeżny skłon platformy wschodnioeuropejskiej. Jej granicą jest tu linia (uskok) Seretu, który za pośrednictwem uskoku Ustiuług – Rogatyński (na Ukrainie) stanowi dalszy ciąg linii Tornquista-Teisseyre'a w Polsce. Budowa podłoża obszaru między tym uskokiem a brzegiem Karpat jest niejasna i nie znalazła wyjaśnienia w najnowszych rumuńskich materiałach syntetycznych (14–16). Wydaje się, że istnieją tu analogie z obrazem Polski, jeśli się przyjmie, że platforma scytyjska, towarzysząca od południowego zachodu platformie wschodnioeuropejskiej, zachodzi swoją częścią obniżoną (przeddobrudzka depresja i leżąca od niej ku północy depresja Birladu) na strefę epikratonu i stanowi przedłużenie synklinorium brzeżnego z obszaru Ukrainy i Polski. Z jednej strony jego zarys w części lwowskiej, z drugiej strony zaś brak przedłużenia zapadliska Birladu ku północnemu zachodowi dowodzi, że synklinorium brzeżne na przestrzeni kilkuset kilometrów zanika.

Rolę jego jako części ramy geosynkliny przyjmuje „wał dobrudzki” R. Zuber (22), o którego rodowódzie

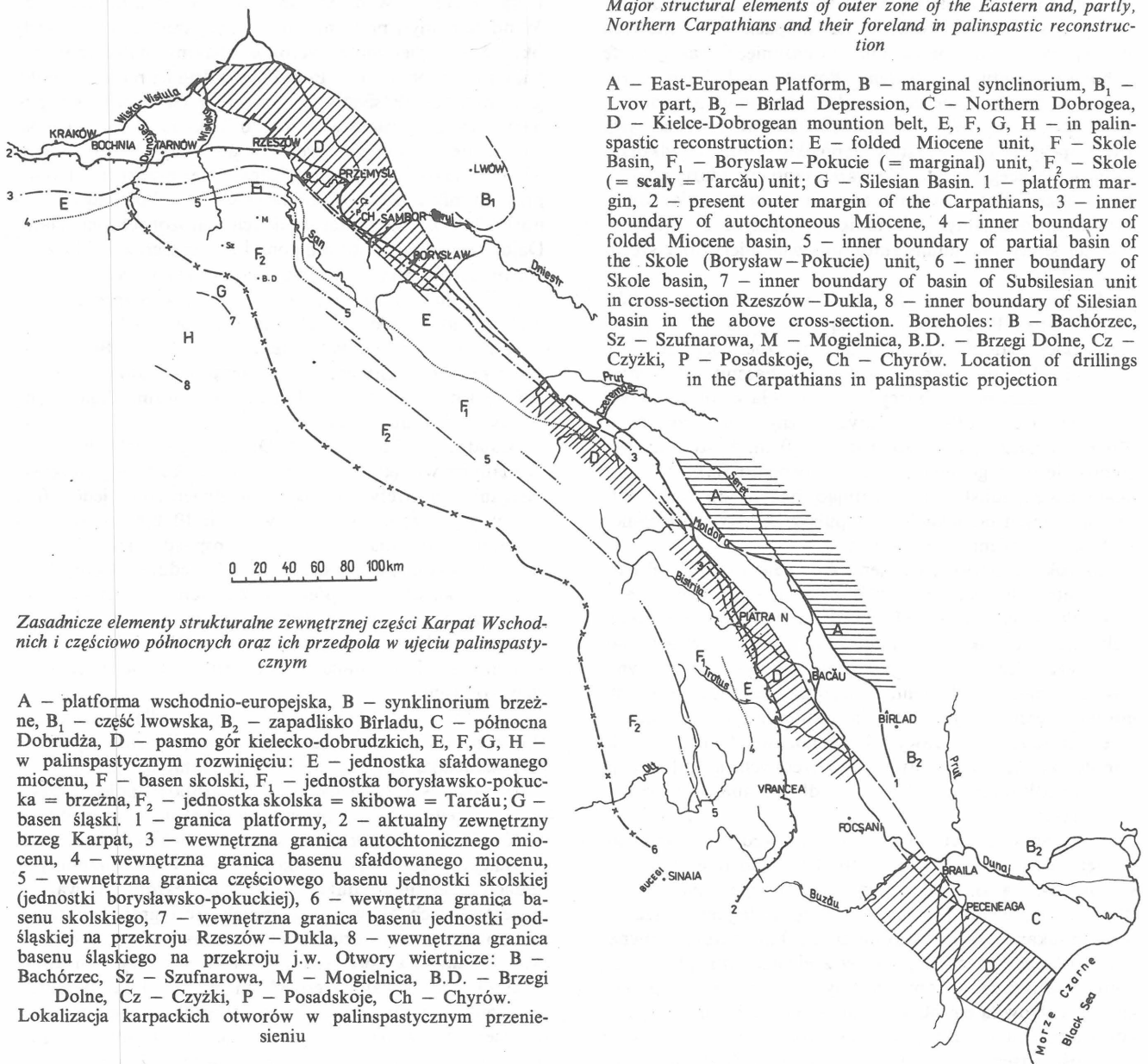
autorzy zajmujący się zagadnieniem południowo-wschodniego przedłużenia Gór Świętokrzyskich zapomnieli. Najogólniej autor ten przyjął, że środkowa część Dobrudży, zbudowana z szarozielonych łupków fyllitowych prekambru, przedłuża się ku północnemu zachodowi aż po okolice Przemyśla (22). Dla tego starego górotworu użył on później (23) nazwy „pasko gór kielecko-dobrudzkich”, z czego wynika, że przedłużył je poza Przemyśl do Gór Świętokrzyskich. Inny pogląd reprezentują geolodzy rumuńscy (co wynika prawdopodobnie z niezajomości prac R. Zuber) uważając, iż centralna Dobrudża należy do platformy mezyjskiej. Autor uważa ten pogląd za mało uzasadniony, podtrzymując tezę R. Zuber.

Punktem wyjścia znakomitych rozważań Zuber stała się obserwacja materiału zlepieńców brzeżnej strefy Karpat i jego porównanie ze skałami znanymi z centralnej Dobrudży. Niestety brak pogłębionego studium materiału zlepieńców, jednak wszyscy autorzy zajmujący się tym zagadnieniem wymieniają jako główny element zlepieńca ciemnozielone łupki fyllitowe (sisturi verzi), ponadto – fyllity szarofioletowe, zielone zmetamorfizowane tufy, ciemnoszare kwarcytowe piaskowce i czerwone permskie (a raczej triasowe) oraz bloki jasnych zbitych wapieni jurajskich. Wzdłuż brzeżnej części Karpat w Rumunii są również znane wapienie numulitowe. Wielkość bloków budujących zlepieńce jest bardzo zróżnicowana, cementuje je matrix piaszczysta lub drobnozlepieńcowa.

Najstarszymi utworami, w których autor obserwował „skały dobrudzkie”, są łupki czarne kredy dolnej w strefie „fałdów brzeżnych” na NNW od Piatra Neamț w Rumunii. W wyższych częściach profilu fliszu zna je autor z warstw inoceramowych i piaskowca jamneńskiego (np. rejon Starogo Sambora w ZSRR), jak również z utworów eocenu i oligocenu brzeżnej części Karpat. Największe masy zlepieńców występują jednak w utworach dolnego miocenu w Rumunii (zlepieńce Pietricica i z culmea Pleșului) oraz na Ukrainie zlepieńce słobódzkie i podrzędnie zlepieńce truskawieckie.

Niepodważalnych argumentów dla słuszności tezy R. Zuber dostarczyły wiercenia we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, odkrywając na północny zachód od Przemyśla w strefie szerokości ok. 60 km bezpośrednio pod utworami badenu i dolnego sarmatu wysad utworów prekambryjskich zanurzający się na linii Wisły pod paleozoik Gór Świętokrzyskich. Należy dodać, że utwory te zostały stwierdzone wierceniami dalej ku zachodowi aż poza południk Bochni. Na rycinie skośnymi kreskami zaznaczono strefy, w których „zielone łupki” zostały stwierdzone bezpośrednio badaniami i w których (na podstawie analizy utworów brzeżnej części Karpat) należy się ich w podłożu spodziewać.

Takie rozwiązanie znalazło również wyraz na pięciu przekrojach geologicznych w skali 1:200 000, poprzecznych do brzegu Karpat Wschodnich, jak również w tekście opublikowanym w ZSRR (5) z okazji XI Kongresu Karpacko-Bałkańskiej Asocjacji Geologicznej. W podłożu brzeżnej części Karpat i jednostki stebnickiej zaznaczono schematycznie utwory górnego proterozoiku („zielone łupki”) w strefie o szer. 45 km przy polsko-radzieckiej granicy, zwięzającej się do 25 km ku południowemu wschodowi. Na małym schemacie w tekście połączono centralną Dobrudżę pod Karpatami Wschodnimi z południowo-zachodnią częścią wysadu prekambryjskiego w Polsce, z wydzieleniem części północno-wschodniej jako oddzielnego masywu leżajsko-dobrudzkiego. Ujęcie to, nie znane w Polsce, nie jest poparte wierceniami, lecz zostało poddyktowane koncepcją geologiczną. Należy podkreślić, że ani na terenie Dobrudży ani w Polsce nie wyjaśniono we-



A – East-European Platform, B – marginal synclinorium, B₁ – Lvov part, B₂ – Birlad Depression, C – Northern Dobrogea, D – Kielce-Dobrogean mountain belt, E, F, G, H – in palinspastic reconstruction: E – folded Miocene unit, F – Skole Basin, F₁ – Boryslaw–Pokucie (= marginal) unit, F₂ – Skole (= scaly = Tarcău) unit; G – Silesian Basin. 1 – platform margin, 2 – present outer margin of the Carpathians, 3 – inner boundary of autochthonous Miocene, 4 – inner boundary of folded Miocene basin, 5 – inner boundary of partial basin of the Skole (Boryslaw–Pokucie) unit, 6 – inner boundary of basin of Sub-silesian unit in cross-section Rzeszów–Dukla, 8 – inner boundary of Silesian basin in the above cross-section. Boreholes: B – Bachórzec, Sz – Szufnarowa, M – Mogielnica, B.D. – Brzegi Dolne, Cz – Czyżki, P – Posadskoje, Ch – Chyrów. Location of drillings in the Carpathians in palinspastic projection

Zasadnicze elementy strukturalne zewnętrznej części Karpat Wschodnich i częściowo północnych oraz ich przedpola w ujęciu palinspastyicznym

A – platforma wschodnio-europejska, B – synklinorium brzeżne, B₁ – część lwowska, B₂ – zapadlisko Birladu, C – północna Dobrudża, D – pasmo gór kielecko-dobrudzkich, E, F, G, H – w palinspastyicznym rozwinięciu: E – jednostka sfałdowanego miocenu, F – basen skolski, F₁ – jednostka boryslawsko-pokucka = brzeżna, F₂ – jednostka skolska = skibowa = Tarcău; G – basen śląski. 1 – granica platformy, 2 – aktualny zewnętrzny brzeg Karpat, 3 – wewnętrzna granica autochtonicznego miocenu, 4 – wewnętrzna granica basenu sfałdowanego miocenu, 5 – wewnętrzna granica częściowego basenu jednostki skolskiej (jednostki boryslawsko-pokuckiej), 6 – wewnętrzna granica basenu skolskiego, 7 – wewnętrzna granica basenu jednostki podśląskiej na przekroju Rzeszów–Dukla, 8 – wewnętrzna granica basenu śląskiego na przekroju j.w. Otwory wiertnicze: B – Bachórzec, Sz – Szufnarowa, M – Mogielnica, B.D. – Brzegi Dolne, Cz – Czyżki, P – Posadskoje, Ch – Chyrów. Lokalizacja karpaccich otworów w palinspastyicznym przeniesieniu

wewnętrznej budowy tej strefy, rysując na przekrojach fantazyjne sfałdowania nie mające nic wspólnego z realiami geologicznymi (płaskie upady w rdzeniach). Luka w przypuszczalnym przebiegu „wału dobrudzkiego” – w ujęciu autora – między Prutem a Stryjem została podyktowana uwagą H. de Cizancourta (2), że zlepienie z elementem dobrudzkim zanikają od wschodu w Staruni i pojawiają się ku północnemu zachodowi w okolicach Truskawca i Borysławia.

Drugie zadanie, tj. ustalenie wewnętrznej granicy autochtonicznych utworów miocenu, czyli dolnego sarmatu i badenu zapadliska pod Karpatami, jest dość łatwe na północnym odcinku, gdzie w kilku otworach wykonanych nawet ponad 25 km ku S od linii nasunięcia Karpat natrafiono pod fliszem na miocen. Poszerzyły więc one rozmiary pierwotnego zapadliska ku południowi o co najmniej 25 km, czy czym wartość ta może być uważana za minimalną. Na rycinie granicę tę oznaczono linią „kropka-kreska”. Na terytorium ZSRR granica ta przechodzi spod fliszu sigmoidy przemyskiej pod jednostkę stebnicką (samborską w nazewnictwie geologów radzieckich), która na E od południka Przemysła osiąga szerokość 22 km. Autorzy radzieccy przedstawili na przekrojach dwie wersje zasięgu

miocenu: wg pierwszej, ostrożnej wchodzi on ok. 10 km pod Karpaty; wg drugiej – ponad 30 km. Na szkicu autor przyjął drugą wersję. W każdym wypadku elementy strukturalne zapadliska czyli strefy bilcze-wolickiej (np. uskoc krakowiecki) wchodzi ku SE skośnie pod jednostkę samborską. Najogólniej zapadlisko pogłębia się od zachodu ku wschodowi, osiągając przy granicy polsko-radzieckiej głębokość 2500–3000 m i następnie na SE od granicy 4000–5000 m, po czym znowu się spłyca. Strefa tych maksymalnych głębokości leży daleko na wschód od przedłużenia niecki Nidy ku SE, i chyba z właściwym aulakogenem nie ma nic wspólnego, chociaż pojęcie to stało się bardzo rozciągliwe.

Miocen autochtoniczny śledzono pod fliszem na kulminacji pokucko-bukowińskiej, a na terenie Rumunii w przekroju na N od Tirgu Ocna zaznaczono go pod jednostką stebnicką i brzeżną strefą fliszu na szerokości co najmniej 20 km. Jak wiadomo, otwory te o charakterze molasowym cechuje wybitna monotonia rozwoju, co wyraża się powtarzaniem tych samych typów litologicznych.

Następną sprawą, którą dla rozpatrywanego zagadnienia należy rozstrzygnąć, jest wewnętrzna granica sfałdowanego miocenu, w tym głównie jednostki stebnickiej.

Zagadnienie to nie zostało na polskim odcinku jednoznacznie wyjaśnione, aczkolwiek na mapach tektonicznych Karpat zaznaczono przed linią ich nasunięcia wąską strefę zaburzonych utworów badenu. Ponadto w kilku przekrojach wgłębnych stwierdzono pod fliszem anhydryty dolnobadańskie, a na dwóch odcinkach (na NW od Przemyśla i w Ropczycach) – warstwy stebnickie w formie odkorzonego leżącego fałdu. Pierwsze stanowią zdarty z podłoża dalszy ciąg utworów badenu o małej miąższości, drugie są oddzielnym poziomem, starszym od badenu. Dla tej strefy przyjmuje autor umowną pierwotną szerokość 10 km.

Sytuacja zmienia się biegunowo na południowy wschód od południka Przemyśla z chwilą pojawienia się jednostki stebnickiej (samborskiej). Palinspastyczne rozłożenie tej jednostki daje pierwotną szerokość jej basenu sedymentacyjnego 44 km, przy obecnej 22 km. Składa się ona z dwóch głównych elementów litostratygraficznych o charakterze molasy, o łącznej miąższości ok. 4000 m. Są to warstwy stebnickie dolnego miocenu oraz utwory o wykształceniu znanym z zapadliska, reprezentujące baden i dolny sarmat. Na niektórych odcinkach występują w warstwach stebnickich sole kamienne i potasowe.

Szerokość pierwotna basenu sedymentacyjnego tej jednostki utrzymuje się po rejon Kałusza na ok. 42 km, a cała jednostka zwęża się ku SE wzdłuż pokucko-bukowińskiej kulminacji do kilku km i mniej. Ponieważ nie wyjaśniono dotychczas, czy zjawisko to ma pierwotne przyczyny (zwężenie basenu sedymentacyjnego, czy też ścięcie erozyjne górnej części tej jednostki na kulminacjach), wiążące ujęcie graficzne tej sprawy jest niemożliwe. Należy jednak odnotować, że jeden z otworów wierconych na kulminacji 5 km ku SW od granicy fliszu wszedł pod nim w jednostkę samborską.

Stąd na długości ponad 130 km wzdłuż kulminacji i dalej ku SE jednostka ta zanika bądź zupełnie, bądź też stanowi wąską smugę wzdłuż czoła Karpat. Na W od Bacău odnajdujemy znowu (14–16) tę strefę jako płaszczowinę podkarpacką o szerokości 22 km, której główną część stanowią masy zlepieńców z elementami „dobrudzkimi”. Na przekroju zamieszczonym w zacytowanej publikacji jej całkowitą szerokość oszacowano na 27 km (z częścią podfliszową), a po palinspastycznym rozłożeniu przekroju – szerokość basenu oszacowano na 47 km. Stąd ku S następuje obniżenie całej jednostki, a od doliny rzeki Putna wchodzi ona pod młodsze sfałdowane utwory.

Czwartym zagadnieniem to odtworzenie pierwotnej konfiguracji strefy znanej pod nazwami: w Polsce – fałdów wgłębnych, w ZSRR – strefy borysławsko-pokuckiej i w Rumunii – płaszczowiny fałdów brzeźnych. W całości, zwłaszcza w ZSRR zawiera ona złoża ropy o pierwotnych zasobach ok. 500 mln t. Należy podkreślić, że utwory budujące tę strefę są analogiczne lub bardzo zbliżone do utworów budujących jednostkę skolską, a więc osadziły się zapewne w jednym basenie sedymentacyjnym. W trakcie ruchów fałdowych z początkiem neogenu uzyskały one samodzielność, tworząc jednostkę tektoniczną o bardzo skomplikowanych warunkach strukturalnych. Ich wyjaśnienie ma podstawowe znaczenie dla dalszych odkryć złóż ropy i gazu. Wzdłuż tej strefy odwiercono wiele głębokich i kilka supergłębokich otworów, jednak jej rozpoznanie jest najłatwiejsze na kulminacji pokucko-bukowińskiej, gdzie na powierzchni można prześledzić szczegóły budowy prawdopodobnie całej strefy. W jej skład, na szerokości 14 km wchodzi 6 stromych wysadów antyklinalnych z warstwami inoceramowymi w jądrach.

Rozprostowanie tych fałdów wg interpretacji autora daje pierwotną szerokość basenu sedymentacyjnego 35 km,

a na przekroju W.A. Szakina na NW od kulminacji (na W od Kołomyi) przy interpretowanej szerokości tej strefy ok. 30 km pierwotną szerokość basenu należałoby powiększyć do ok. 60 km. Podobnie w drugiej redakcji geologów radzieckich szerokość tej strefy (w większości pod nasunięciem) oszacowano na 26 km, co daje szerokość basenu ok. 50 km. Na rycinie autor przyjął swoją wersję 35 km, jako najbardziej realną. Na przekroju Doliny przyjęta przez autorów radzieckich szerokość strefy wynosi 22 km, przy trzech fałdach nałożonych na siebie. Daje to po rozprostowaniu ponad 50 km szerokości basenu. Na przekroju Stryja przyjmują ci autorzy szerokość strefy borysławsko-pokuckiej na ok. 20 km, a rozprostowanie dwóch fałdów leżących określa pierwotną szerokość basenu na ok. 25 km. W następnym przekroju Borysławia autor przyjmuje istnienie dwóch leżących fałdów na szerokości co najmniej 11 km. Ich rozprostowania dają łączną szerokość basenu co najmniej 16 km.

Ostatni przekrój na linii Dniestru jest najstabiliej rozpoznany ze względu na zwiększające się ku NW głębokości zalegania tej strefy. Wierceniami stwierdzono jeden fałd leżący, jego szerokość może wynosić 10 km, co w przybliżeniu odpowiada szerokości palinspastycznej. Zjawisko to może być tłumaczone dwojako: albo jednostka borysławsko-pokucka ulega ku północnemu zachodowi znacznemu zwężeniu (do ok. 10 km), albo sugestia ta jest spowodowana brakiem głębszego rozpoznania na NW od Dniestru, a jednostka kontynuuje swoją szerokość na większych głębokościach.

Jest to zagadnienie pierwszoplanowe dla poszukiwań złóż ropy na północno-zachodnim przedłużeniu tej strefy pod jednostką skolską, w obrębie sigmoidy przemyskiej *sensu lato*. Należy podkreślić, że grubość pojedynczego fałdu tej jednostki nie przekracza 2000 m, a w profilach fałdów brak piaskowców masywnych większej miąższości. Redukcja profilu fliszu dokonuje się w poszczególnych fałdach przez silną redukcję (podcięcie) tektoniczną warstw inoceramowych. Najwyższy kompleks stratygraficzny stanowi tu przykarpacka formacja solna (warstwy worotyszczeńskie). Zdaniem autora istnieją przejście między tym kompleksem a warstwami stebnickimi jednostki samborskiej. Ze względu na to, że jednostka skolska, a więc i basen sedymentacyjny skolski, kończy się ku zachodowi koło Brzeska, należy się liczyć z tym, że fałdy wgłębne w coraz bardziej zredukowanej formie nie przekraczają rzeki Wisłoki.

Na południowy wschód od kulminacji pokucko-bukowińskiej płaszczowina fałdów brzeźnych w Rumunii zanurza się pod jednostkę skolską (Tarcău) na znacznej przestrzeni. W strefie tej wiercenia nie stwierdzały obecności fałdów brzeźnych, które wynurzają się ponownie w basenie rzeki Bistrica na długości 70 km i szerokości 10–15 km. Występuje tu pięć elementów antyklinalnych. Ich szerokość po palinspastycznym rozprostowaniu przekroczy zapewne 35–40 km. Dalej ku południowi wzrasta szerokość tej strefy do 20 km w półknie tektonicznym Vrancea, a uwzględniając wynik otworu odwierconego 10 km od półkna ku zachodowi, który po przebicciu nasunięcia wszedł w utwory okienne, nawet do 30 km. W środkowej części półkna występują utwory kredy dolnej. Stąd na południe jednostka fałdów brzeźnych zanurza się głęboko i nie ukazuje się więcej na powierzchni.

Ostatnim wielkim elementem, którego rozpatrzenie rzutuje na omawiane zagadnienie, jest jednostka skolska (skibowa), dla której w Rumunii wprowadzono nazwę płaszczowiny Tarcău. W budowie tej jednostki biorą udział utwory od kredy dolnej po najniższy miocen. Aczkolwiek podstawowe człony litostratygraficzne dają się śledzić wzdłuż całej jednostki, to jednak lokalnie pojawiają się

facje zmieniające jej profil. I tak w kredzie górnej na odcinku Tarnów – Rzeszów – Chyrów rozwija się facja gruboławicowych piaskowców (1–4 kompleksów) o łącznej miąższości 250–700 m oraz na mniejszym obszarze margli bakulitowych (do 150 m). Należy podkreślić, że obydwie facje nie są związane z fałdami brzeżnymi *sensu stricto* jednostki skolskiej, lecz w przybliżeniu z jej częścią bardziej wewnętrzną. W związku z tymi facjami pozostaje zagadnienie miąższości utworów kredy górnej na tym obszarze.

Rozważania na ten temat opiera autor na własnych obserwacjach. I tak na S od Tarnowa mają one 1250 m, a na południe od Ropczyc w otworze Szufnarowa aż 3000 m, w tym górne i dolne warstwy inoceramowe mierzą po 1000 m. Ponieważ w otworze uzyskano tylko 4 pomiary upadu warstw, co jest materiałem bardzo skąpym, można przyjąć, że podane znaczne miąższości są spowodowane wtórnymi sfałdowaniami, co w warstwach inoceramowych jest bardzo częste. Natomiast na południe od Rzeszowa (Mogielnica) przewiercono 1500 m utworów kredy górnej, co należy uznać na wartość realną. Wielkość ta zwiększa się ku S nad Sanem (Słonne) do 2400 m. W kierunku południowo-wschodnim, niedaleko granicy polsko-radzieckiej, otwór Brzegi Dolne przewiercił jeszcze w profilu wgłębnym 2000 m miąższości faktycznej tych utworów, niemniej jednak w profilu powierzchniowym są one zaburzone, co stawia pod znakiem zapytania podaną miąższość.

Na terenie ZSRR, wg obserwacji autora, w niezaburzonym profilu w lewym dopływie Dniestru warstwy inoceramowe mierzą 1100 m. W. Pożaryski i K. Żyto (12, 13) powołują się dalej ku SE na profil otworu Szewczenkowo 1 na S od pola naftowego Dolina, w którym przewiercono 4000 m(?), jak również na otwór Mizuń 1 (13,5 km dalej ku S) z 3000 m kredy górnej (18). Ma to być jeden z argumentów na istnienie w tej strefie przedłużenia aulakogenu. Niestety przekrój, na którym leżą te utwory, jest wykonany w skali 1:200 000 bez żadnej bliższej interpretacji budowy wewnętrznej tej masy kredy, dlatego autorowi wolno przypuścić, że i tu mamy do czynienia z tektonicznym powiększeniem miąższości. Na obszarze Rumunii (również wg własnych obserwacji autora) miąższość utworów kredy górnej (warstwy z Hangu) spada poniżej 1000 m, a w dorzeczu Bystrzycy i dalej ku południowi do ok. 300 m (warstwy z Horgazu).

W stropie warstw inoceramowych w części brzeżnej Karpat Wschodnich na południowy wschód od granicy polsko-radzieckiej pojawia się kompleks piaskowca jamneńskiego reprezentującego paleocen, którego miąższość oscyluje ok. 70 m, z wyjątkiem fałdu brzeżnego w Borysławiu, gdzie osiąga on ok. 150 m. Zarówno w jednostce skolskiej, jak i borysławsko-pokuckiej facja ta nie przekracza granicy radziecko-rumuńskiej. W eocenie na większości obszaru tych jednostek na polskiej, a także na ukraińskiej części dominują utwory ilaste o sumarycznej miąższości do 400 m. Na południowy wschód od dorzecza rzeki Stryj rozwija się gruboławicowy piaskowiec wygodzki o miąższości 200–500 m. Buduje on wysokie partie Karpat ukraińskich i zanika z wolna na obszarze Rumunii, gdzie autor obserwował jego ostatnie odłonięcie w dolinie Bystrzycy. Natomiast w wewnętrznej części jednostki skolskiej (Tarcău) rozwija się kompleks piaskowców Tarcău, które na południe od Bystrzycy osiągają miąższość do 1500 m, stając się głównym elementem strukturalnym tej jednostki. Nie są one zupełnie znane z płaszczowiny fałdów brzeżnych. Zanikają ku wielkiemu zgięciu łuku karpackiego. W części zewnętrznej jednostki Tarcău znaczną miąższość (do 800 m) osiągają utwory o zdecydowanej przewadze skał ilastych, charakterystycznych dla eocenu. Sedymentację fliszu zamykają utwory oligocenu (i najniż-

szego miocenu ?) znane w kilku facjach. W niższej części są to łupki menilitowe z rogowcami i marglami bitumicznymi oraz lokalnie z kompleksem piaskowców podrogowcowych (piaskowiec borysławski i Lucăcești) i piaskowcem kliwskim. W wyższej części są to warstwy krośnieńskie lub bardziej łupkowo-margliste warstwy polanickie, które na terenie Rumunii przechodzą częściowo w piaskowce Fusaru do 800 m miąższości, bądź też w masywne piaskowce kliwskie w fałdach brzeżnych i zewnętrznych jednostki Tarcău. W fałdach brzeżnych przechodzą one ku górze w utwory solonośne dolnego miocenu z masami zlepieńców głównie z elementami dobrudzkimi.

Obraz palinspastycznego, rozplaszczonego, skolskiego (Tarcău) basenu sedymentacyjnego przedstawia rycina. Jego szerokość, obejmująca dwie jednostki, została przez autora oszacowana w południowej części Karpat wschodnich na 100 km, w części północnej na 80–90 km. Zachodnią granicą tego basenu jest w przybliżeniu Dunajec. Jego granica zewnętrzna na odcinku wschodnim znajduje się w odległości ok. 60 km od brzegu Karpat, na odcinku północnym zbliża się do niego na 30 km. Wielkości te oznaczają jednocześnie amplitudę nasunięcia tej jednostki na jednostkę borysławsko-pokucką, chociaż dla odcinka północnego jest to wielkość stanowczo zaniżona. Granicą wewnętrzną tego basenu jest na polskim odcinku jednostka śląska, dalej ku SE – zgodnie z poglądem autora (20) – jednostka czarnohorska i płaszczowina Audia. Ze względu na wykształcenie kredy dolnej, jednostkę tę należy zaliczyć do zewnętrznej części basenu fliszowego razem z basenem skolskim. Od części zachodniej znanej w dawniejszej literaturze rumuńskiej jako strefa wewnętrzna (zona internă), a obecnie jako płaszczowina Ceăhlău, różni ją zarówno rozwój i wiek formacji fliszowej, jak i historia rozwoju. W ogromnej przewadze występują tu utwory kredy dolnej, które wg J. Băncilă (1) mają miąższość 2800 m, w czym warstwy z Sinaia 800 m, a najwyższe zlepieńce Ceăhlău 300 m. L.R. Contescu (3) dla tego odcinka, zwanego mołdawskim, szacuje bez zlepieńca stropowego tę miąższość na ok. 3100 m, w czym warstwy z Sinaia na 2100 m.

Jak widać różnice w oszacowaniu miąższości tego najbardziej charakterystycznego kompleksu strefy wewnętrznej są ogromne, co może wynikać z trudności jej ustalenia, ze względu na wyjątkowo duże zaangażowanie tektoniczne tych warstw. Ten ostatni autor podaje dla odcinka wielkiego zgięcia łuku karpackiego (sektor włoski) całkowitą miąższość utworów kredy dolnej na 5700 m, w czym zlepieniec Bucegi mierzy ok. 1600 m, co jest zgodne zresztą z obserwacjami autora. Mimo że ta część geosynkliny w palinspastycznym rozwinięciu znalazłaby się znacznie dalej ku SW od zewnętrznej części przedstawionej na rycinie, a więc daleko od ewentualnego przedłużenia osi aulakogenu środkowopolskiego ku SE, W. Pożaryski i K. Żyto są skłonni uważać te zjawiska za jedną całość. W opinii autora zapominają oni o geosynklinie karpackiej i o fakcie, że jak każdym wielkim elementem strukturalnym skorupy ziemskiej rządzą i geosynklinami swoiste prawa. A jednym z tych praw jest zwykle zróżnicowanie dna geosynkliny i jego ruchliwość, przede wszystkim w kierunku subsydencji. Wynikiem tego jest znaczne nagromadzenie osadów, których miąższość w geosynklinie karpackiej jest szacowana na 4500–5000 m. Na przykład utwory kredy górnej na obszarze Śląska Cieszyńskiego, a więc znacznie na zachód od omawianej strefy osiągają miąższość 3500 m, nikt jednak nie wysunął tezy o związku tego faktu z jakimś aulakogenem. Stąd też powiększone miąższości warstw inoceramowych na odcinku polskim udokumentowane wierceniami przypadają na północno-

-zachodnią część basenu skolskiego, a w stosunku do obecnej sieci rzecznej znacznie na południowy zachód od górnego Sanu.

Autor wyjaśnił już wyżej wątpliwą sprawę wielkiej miąższości tych warstw na SW od Doliny. Rozpatrzenie zmian miąższości innych kompleksów fliszowych na tym odcinku wskazuje, że mieszczą się one „w normie”. Można tylko zapytać autorów, dlaczego nie wprzęgnięto w to zagadnienie warstw króśnieńskich tak dobrze znanych drugiemu z autorów, których miąższość w centralnym synklinorium Karpat dochodzi nawet do 3000 m. Na terytorium Rumunii istnieje wprawdzie eoceński piaskowiec Tarcău o miąższości do 1500 m, jednak pozostałe części profilu fliszu, a zwłaszcza utwory kredowe są tu słabo rozwinięte, istnieje więc rodzaj kompensacji utrzymującej znowu „w normie” całkowity profil. Włączenie przez autorów w te rozważania płaszczowiny Ceahlău jest próbą łączenia w iluzorycznym aulakogenie całkowicie niezbędnych elementów strukturalnych będących częścią geosynkliny i łańcucha karpackiego.

W dyskusji należy również uwzględnić pracę W. Pożaryskiego i W. Brochwicz-Lewińskiego (11), dla wyjaśnienia poruszonych przez nich spraw. I tak jak autor wykazał, „bruzda górno-kredowa” zapadliska przedkarpackiego nie wchodzi w zasadzie pod Karpaty, wykazując tendencję do zupełnego spłykania w tym kierunku. Nie może tu być mowy o facji piaszczystej utworów kredowych, natomiast w ich części dolnej rozwija się piaskowiec cenomanu, który w południowo-wschodnim przedłużeniu niecki Nidy osiąga miąższość 100 m. W opinii autora aulakogen nie może wchodzić pod Karpaty, bo go tu nie ma. Jest chyba również nieporozumieniem zdanie trzech geologów lwowskich przytoczone przez tych autorów, że na przedłużeniu brzegu „aulakogenu” występują wśród osadów geosynkliny grube serie zlepieńców wieku kreda górna – dolny paleocen, co ma świadczyć o istnieniu tu inwersji laramijskiej. Zlepieńce takie są raczej rzadkie we fliszu (wg obserwacji autora wchodzi tu w grę przede wszystkim piaskowiec jamneński) i charakteryzują na dłuższych przestrzeniach odcinki zbudowane z utworów dolnego miocenu.

Jak autor wyjaśniał, zapadlisko przedkarpackie nie odpowiada ani stadium grabenu, ani syneklizy. Dotyczy to zwłaszcza obszaru zbudowanego na powierzchni podmiocenijskiej z utworów prekambryjskich strefy dobrudzkokieleckiej. Z wyżej podanych danych odnośnie do petrografii zlepieńców wynika, że składają się one głównie z tych utworów z dodatkiem wapieni jurajskich. Trudno więc dopatrzeć się podstaw do przyjęcia, że strefa ta była przykryta grubszym płaszczem utworów mezozoicznych, zwłaszcza kredy górnej. W wyniku erozji musiałyby one znaleźć się w zlepieńcach już w wyższej części warstw inoceramowych. Dochodzi do tego zagadnienie obecności w nich znanych od wielu dziesiątków lat w Karpatach przemyskich dużych okruchów lub nawet bloków karbońskiego węgla kamiennego, jako wynik erozji karbonu na przedpolu geosynkliny. Karbon ten mógł występować tylko na południowo-zachodnim obrzeżeniu wysadu prekambryjskiego, czyli w rozwinięciu palinspastycznym na zewnątrz od linii górnego Sanu. Jeśli przyjąć, że margle bakulitowe tego obszaru, będące obiektem studiów wielu autorów, w tym również S.W., mają związek z utworami kredy górnej podłoża zapadliska, to utwory te musiały się zetknąć również na SW od linii górnego Sanu, a więc daleko od autochtonicznego wysadu solnego Sanu. Obecność tej facji we fliszu nie jest całkiem jasna, jeśli się nawet przyjmie słuszną sugestię (4) o ich charakterze osuwiskowym. Niejasność ta wynika m.in. z faktu, że najbardziej

regularnie i najsilniej są one rozwinięte w pewnej odległości od obecnego brzegu Karpat.

Zgodnie z postawionym zadaniem, autor rozpatrywał trzy jednostki tektoniczne, tj. sfałdowanego miocenu (głównie jednostkę stebnicką), borysławsko-pokucką oraz skolską. Uzyskane szerokości odpowiednich basenów sedymentacyjnych wynikają z interpretacji kilkunastu przekrojów poprzecznych, wykonanych w połowie przez autora. Średnia szerokość basenu jest dwukrotnie większa po rozprostowaniu od szerokości danej jednostki, co – należy podkreślić – jest wielkością minimalną. Na przekroju Rzeszów – Dukla autor rozprostował również jednostkę podśląską i śląską. Po dodaniu basenu skolskiego (ze strefą borysławsko-pokucką) i śląsko-podśląskiego ich szerokość łączna przekroczy nieco 150 km. Wielkość tę należy powiększyć o basen dukielski i magurski. Powiększenie pierwszej wielkości może wynikać jeszcze z „zakładek” poszczególnych jednostek na siebie. Jest to wielkość daleko odbiegająca od podanych dla trzech basenów (skolskiego, śląskiego i magurskiego) przez W.J. Sikorę (17), który łączną szerokość morza fliszowego oszacował na 440–690 km.

Reasumując przytoczone wywody na dyskusyjny temat obecności aulakogenu w Karpatach autor doszedł do przekonania, że podniesiony temat jest nieporozumieniem. Zostawmy więc geosynklinę karpacką z jej własnymi, licznymi kłopotami, nie mieszając w to aulakogenu.

LITERATURA

1. Bancila J. – Geologia Carpaților orientali. Editura Științifică București 1958.
2. Cizancourt de H. – O budowie przedmurza polskich Karpat wschodnich. Biul. Stacji Geol. Borysław 1925. t. 12.
3. Contescu L.R. – Formations et faciès dans la zone du Flysch des Carpathes Orientales Roumaines. Geol. Rundsch. Stuttgart 1967. Bd 56.
4. Geroch S., Krysowska-Iwaszkiewicz M. i in. – Sedymentacja margli z Węgierki. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1979 t. 49 z. 1–2.
5. Głuszko W.W., Krugłow S.S. – Obosnowanie naprawienia poiskowej ropy i gazu w głębokożalegających gorizontach Ukrainskich Karpat. Naukowa Dumka Kijew 1977.
6. Karnkowski P., Ołtuszyk S. – Atlas geologiczny Przedgórze Karpat polskich 1:500 000. Inst. Geol. 1968.
7. Książkiewicz M. – Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rundsch. Stuttgart 1956 Bd 45 H. 2.
8. Książkiewicz M. – Hipoteza ruchów kier lito-sfery a powstanie Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1977 t. 47.
9. Moryc W. – Trias przedgórze Karpat środkowych. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1971 t. 41 z. 3.
10. Nowak J. – Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. Kraków 1927.
11. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. – O aulakogenie środkowopolskim. Kwart. Geol. 1979 nr 2.
12. Pożaryski W., Żytko K. – Aulakogen środkowopolski a geosynklina karpacka. Prz. Geol. 1979 nr 6.
13. Pożaryski W., Żytko K. – On the Mid-Polish Aulacogen and the Carpathian Geosyncline. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, 1981, vol. 28, no. 4.

14. România R.S. — Harta tectonică 1:1 000 000. Redact. J. Dumitrescu, M. Săndulescu. Inst. Geol.
15. Săndulescu M. et al. — The Structure of the East Carpathians. Carp. Balc. Geol. Ass. XII Congress Bucharest 1981.
16. Săndulescu M. et al. — Genetical and Structural Relations between Flysch and Molasse. Ibidem.
17. Sikora W.J. — Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery. Prz. Geol. 1976 nr 6.
18. Szakin W.A. — Geologiczeskaja karta Ukrainskich Karpat i prilegajuszczich progibow 1:200 000. Min. Geol. USSR 1977.
19. Unrug R. — Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1979 t. 49 z. 1-2.
20. Wdowiarz S. — Vue d'ensemble de la zone du flysch Karpatique (stratigraphie — tectonique — hydrocarbures). Ann. Soc. Geol. de Belgique Bull. Liège 1963 no. 10.
21. Wdowiarz S. — O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Prz. Geol. 1976 nr 6.
22. Zuber R. — Neue Karpathenstudien. Über die Herkunft der egzotischen Gesteine am Aussenrande der karpatischen Flyschzone. Jb. Geol. Anst. Wien 1902 H. 52.
23. Zuber R. — Flisz i nafta. Pr. Nauk TN Lwów 1918 t. 2.

SUMMARY

Some papers ascribing aulacogen features to very thick Permian-Mesozoic structural complex in central part of the Polish Lowlands, recently appeared in Polish geological literature. W. Pożaryski and K. Żytko also see such features in central Carpathian Foredeep, adjoining part of the Northern Carpathians as well as some parts of the Eastern Carpathians. The results of studies on geological structure of these areas, carried out for over 30-40 years by the present author, make it desirable to verify the above views. First of all it should be noted that Mesozoic sections of the Carpathian Foredeep display large stratigraphic gaps and strata occurring there tend to thin or even wedge out towards the Carpathians, which speaks against the aulacogen form of this area. Moreover, Upper Miocene rocks infilling the Foredeep represent Alpine cycle in its evolution. The Carpathians were included into the aulacogen by these authors by taking into account their present setting. That is why I carried out an attempt to reconstruct conditions prevailing in the past in this part of the geosyncline. In that attempt, I looked for answers for the following questions: 1) the position of north-eastern frame of the geosyncline, 2) extent of autochthonous Miocene beneath the Carpathians, 3) extent of basin of the folded Miocene, and 4) original position and width of sedimentary basin of the Boryslaw — Pokucie and Skole (Tarcău) units in palinspastic reconstruction. The analysis was carried out with the use of geological maps and deep borehole data from Poland; USSR and Romania, compiled in the form of over a dozen cross-section. The course of the buried Kielce — Dobrogean mountain belt (the hypothesis of existence of which has been put forward by R. Zuber at the beginning of the century), mainly built

of Precambrian phyllites and acting as external boundary of the geosyncline in the studied section, is reconstructed. The data on great thickness of some flysch series are revised, showing that real thickness of these series does not differ from typical for the Flysch. The results of the analysis are shown in Fig. 1.

In concluding, I have to say that I do not see reasons for assuming extension of the Mid-Polish aulacogen to SE, especially into the area of the Carpathian geosyncline, characterized by its specific development.

РЕЗЮМЕ

В польской геологической литературе было опубликованных за последние годы несколько работ, которых авторы приписывают свойства авлакогена пермско-мезозойскому структурному комплексу с большими мощностями осадков, находящемуся в центральной части Польской Низменности. Те же свойства отметили В. Пожарыски и К. Жытко в центральной части Предкарпатского прогиба и в прилегающей к нему части Северных Карпатов, а также в некоторых частях Восточных Карпатов. Анализ геологического строения этих районов, проводимый автором в течении нескольких десятков лет, привёл к изменению существующих мнений. В Предкарпатском прогибе были обнаружены в мезозойских осадках большие перерывы в седиментации, а существующие осадки выказывают тенденцию к уменьшиванию мощностей, или даже к исчезновению в направлении к Карпатам. Отнимаются этому району свойства авлакогена, а осадки верхнего миоцена заполняющие прогиб представляют альпийский цикл развития этого района. Включение Карпатов в авлакоген было проведено этими авторами на основании их актуального положения, так что автор для восстановления первичных условий в этой части геосинклинали рассматривает следующие вопросы: 1. определение её северо-восточного предела, 2. дальность распространения автохтонного миоцена, под Карпатами, 3. дальность распространения складчатого миоцена, 4. первичное положение и ширина седиментационного бассейна единиц: бориславско-пакуцкой и скольской в палинспастическом развитии. Основой для этих рассуждений были геологические карты и разрезы глубоких скважин пробуренных в Польше, СССР и Румынии. Сделана реконструкция келецко-добружской погребенной горной цепи (по гипотезу Р. Зубера), сложенной главным образом докембрийскими филлитами и составляющей на исследованном участке внешнюю границу геосинклинали.

Критически рассмотрены данные о больших мощностях некоторых флишевых комплексов. Установлено, что их действительные мощности не отличаются от величин характеристических для флишевых отложений. Результаты работы автора составлены в графической форме на рис. 1.

Автор не видит необходимости продолжения центральнопольского авлакогена к юго-востоку, особенно в карпатскую геосинклинали, которая развивается по своим собственным правилам.