

Marian KSIĄŻKIEWICZ

HIPOTEZA RUCHÓW KIER LITOSFERY A POWSTANIE KARPAT

(5 Figs.)

Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians

(5 Figs.)

Treść: Omówiono krytycznie poglądy o związku między tektoniką kier litosferycznych a powstaniem Karpat. Poglądy, że zewnętrzna strefa fliszowa osadziła się w basenie o skorupie typu oceanicznego, nie są dostatecznie uzasadnione. Basen fliszowy mógł utworzyć się na skorupie kontynentalnego typu podczas ruchu rozprzestrzeniającego, mającego źródło w aktywnym śródtetydzkim grzbiecie oceanicznym formującym się w obszarze dynarskim w ciągu jury i dolnej kredy. W czasie ruchów rozprzestrzeniających skorupa oceaniczna podsunęła się ku północy pod krę eurazjatycką, wywołując jej obniżenie i płaskie deformacje. W ciągu młodszego trzeciorzędu przedmurze, w związku z oddzieleniem się kry eurazjatyckiej od Ameryki Północnej, ruchem ku południowi podsunęło się pod basen karpacki i wywołało jego sfałdowanie. Równocześnie wskutek podsuwania się przedmurza skorupa oceaniczna została pchnięta z powrotem ku południowi i częściowo zanurzona w takie głębokości, że mogła ulec selektywnemu stopieniu. Dzięki temu powstał wewnętrzno-karpacki łuk wapniowo-alkalicznych skał wulkanicznych.

W ostatnich latach ukazało się kilka prac, w których autorowie starają się wyjaśnić powstanie łańcucha karpackiego na podstawie hipotezy przyjmującej ruchy kier („płyty”) litosfery.

E. A r g a n d (1922) był pierwszym autorem, który zastosował wegenerowską mobilistyczną koncepcję dla wyjaśnienia genezy łańcuchów śródziemnomorskich. Uważał on Alpy i inne góry południowej Europy jako powstałe wskutek kolizji dwóch kontynentów, eurazjatyckiego i afrykańskiego. J. F. D e w e y i J. M. B i r d (1970) zastosowali tę myśl z pewnymi modyfikacjami wynikającymi z koncepcji tektoniki kier. Aby wyjaśnić skomplikowaną budowę systemu łańcuchów śródziemnomorskich wprowadzili oni pojęcie „mikrokontynentów” i „łuków wyspowych” znajdujących się w Oceanie Tetydy między tymi dwoma kontynentami. Według tych autorów osady zewnętrznego pasma karpackiego, jako stanowiące przedłużenie północnych Alp, mogły zostać utworzone wzdłuż brzegu kontynentalnego typu atlantyckiego.

M. B l e a h u i n. (1973) porównują obecne pasmo karpackie z łukiem

wyspowym: przedgórski rów podkarpacki odpowiada zewnętrznemu rowowi oceanicznemu, a Karpaty sfałdowanemu łukowi, wewnątrz którego znajduje się łuk wapniowo-alkalicznych skał, baseny zaś panoński i transylwański reprezentują odpowiedniki basenów marginalnych. Takie porównanie nie jest zupełne: obecnie nie ma oceanu po zewnętrznej stronie rowu; podścielająca go skorupa uległa całkowitej subdukcji i wchłonięciu. Wapniowo-alkaliczne magmy powstały wskutek stopienia tej skorupy, głęboko wciągniętej pod Karpaty wzdłuż powierzchni Benioffa. Subdukcja ciągle działa na skrócie łuku karpackiego, jak o tym świadczą trzęsienia ziemi o pośrednich ogniskach regionu Vrancea (C. R o m a n 1970). Jednakowoż należy zauważyć, że obszar epicentralny znajduje się na samym brzegu Karpat, obniżająca się kra jest stromo ustawiona i ani fałdowanie trzeciorzędowe, ani wulkanizm nie mogą być odniesione do subdukcji tej kry.

Niektórzy autorzy przypuszczają, że flisz Karpat zewnętrznych został złożony częściowo lub w całości na skorupie typu oceanicznego. Według D. P. R a d u l e s c u i M. S a n d u l e s c u (1973), w południowej, brzeżnej części kry eurazjatyckiej utworzyły się dwie strefy ryftowe: w wewnętrznej strefie utworzyła się ofiolitowa seria Gór Kruszcowych wieku górna jura — dolna kreda, w zewnętrznej zaś osadził się flisz Sinaia. Większa część fliszu Karpat rumuńskich miała się osadzić na skorupie sialicznej. Podczas fałdowań miocenkich skorupa sialiczna, pchając przed sobą skorupę oceaniczną strefy Sinaia, została głęboko podsunięta. Magmy zostały utworzone ze wspólnego stopienia obu skorup.

Przyjęcie skorupy typu oceanicznego pod strefą fliszu Sinaia opiera się tylko na nielicznych występowaniach skał zasadowych w tym fliszu. Co więcej, w wewnętrznej strefie (ofiolitowej) występują też łupki kryształiczne i jakieś skały przypuszczalnie paleozoicznego wieku (M. A n d e l k o v i ć & M. L u p u, 1967, tabela oraz str. 15), co zdaje się wskazywać na istnienie sialicznego fundamentu w tej strefie.

N. H e r z i H. S a v u (1974) przyjmują, że dystensja skorupy zaczęła się w jurze i doprowadziła do utworzenia się strefy ze skorupą typu oceanicznego między platformą mołdawską a Panonią. Strefę tę nazwali autorzy „Oceanem Seretu”. W tym oceanie miał się osadzić flisz strefy zewnętrznej. Jako wskazówki istnienia oceanicznej skorupy pod Oceanem Seretu zostały uznane wystąpienia skał zasadowych w górnójurajsko-neokomskim „czarnym fliszu” i innych regionach bardziej wewnętrznej strefy fliszowej. W neogenie skorupa oceaniczna uległa subdukcji, dzięki czemu powstały skały andezytowe po wewnętrznej stronie łuku karpackiego.

Według W. S i k o r y (1976) skorupa pod fliszem zewnętrznym była początkowo sialiczna, ale w ciągu jury, kredy i starszego trzeciorzędu ulegała zarówno rozrywaniu, jak też bazyfikacji. Tworzenie się ryftów zaczęło się w dolnej kredzie. Jest to zaznaczone wydobywaniem się mag-

my cieszynitowej w zachodniej części Karpat. Intruzje i wylewy tej magmy odbyły się przed albem. Wskutek powstawania ryftów utworzyło się kilka rowów, oddzielonych od siebie sialicznymi blokami, które w czasie sedymentacji fliszu stanowiły kordyliery, rekonstruowane na podstawie wielu danych paleogeograficznych (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1965). W zachodniej części basenu fliszowego istniały przynajmniej cztery kordyliery, z których niektóre ciągnęły się przypuszczalnie daleko na wschód, w strefę fliszu Karpat rumuńskich (M. S a n d u l e s c u, 1975, p. 348). Jeśli występowanie cieszynitów istotnie zaznacza początkowy ryft, to dalsze stadia dystensji nie są znaczone żadnymi objawami wydobywania się magm zasadowych. Jako jeden z dowodów świadczących, że rów magurski miał w podłożu skorupę simatyczną, zostało przez Sikorę uznane wystąpienie bloku egzotycznego skały, którą autor tych słów znalazł w Osielcu w zlepieńcach środkowego eocenu, a którą T. W i e s e r (1952) nazwał „ofiolitem”. Nazwa „ofiolit” została użyta tu niewłaściwie, gdyż oznacza ona zespół skał, a nie poszczególny typ skały. Wieser porównywał tę skałę z alpejskimi prazynitami, ale w późniejszej pracy (T. W i e s e r, 1967, str. 18) określa ją jako gabro-dioryt zmetamorfizowany w prazynitowy amfibolit podczas stadium batolitowego związanego przypuszczalnie z diastrofizmem waryscyjskim. Wynika z tego, że „ofiolit” z Osielca odpowiada raczej tzw. ofiolitom E. S z a d e c k i e g o - K a r d o s s a i i n. (1967). Aby wyjaśnić występowanie tej skały w materiale, który według wszelkiego prawdopodobieństwa był dostarczany do rowu magurskiego przez kordylierę śląską, S i k o r a przypuszcza, że simatyczna skorupa rowu uległa obdukcji na kordylierę. Taka obdukcja powinna była zaznaczyć się jakimiś niezgodnościami w osadach serii magurskiej, czego się jednak nie obserwuje. „Ofiolit” występuje w zlepieńcach złożonych wyłącznie z sialicznego materiału (łupki chlorytowe, biotytowe, granity) i domieszki wapieni jurajskich. W przeciwieństwie do zmetamorfizowanego „ofiolitu” wapienie nie okazują żadnego metamorfizmu. S i k o r a przypuszcza, że wraz z „ofiolitami” także granulity, których otoczaki pochodzą z kordyliery śląskiej, zostały obdukcyjnie nasunięte na kordylierę. Otoczaki granulitów pojawiają się we fliszu po raz pierwszy w górnej kredzie i występują głównie w paleoceńskich górnych warstwach istebniańskich. S i k o r a twierdzi, że odsłonięcie granulitów w tym czasie wymagałoby usunięcia ich pokrywy o miąższości około 5000 m, co jest trudne do przyjęcia, natomiast nie przyjmuje tłumaczenia autora (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1965), że odsłonięcie to było wynikiem stopniowo działającej erozji. Otoczaki granulitów występują wraz z otoczkami różnych skał metamorficznych stref kata i mezo, których ilość miejscami dochodzi do 75% (T. W i e s e r, 1949). To wskazuje, że nie były one obcym elementem w składzie kordyliery i prawdopodobnie występowały w jądrach fałdów, jako że kordyliera należała do starego sfałdowanego masywu, waryscyjskiego lub starszego, podobnie zapewne zbudowanego jak Sudety (w któ-

rych granulity występują dziś na powierzchni), a nie była zbudowana z poziomo ułożonych warstw. Można też rozważać możliwość, że granulity wraz z wysoko zmetamorfizowanymi skałami stanowiły czapki tektoniczne leżące na skałach o niższym stopniu metamorfizmu, jak to jest w masywie moldanubskim (G. Fuchs, 1969), ale te nasunięcia są znacznie starszego, w każdym razie przed-mezozoicznego wieku. Nie ma żadnych podstaw do przyjmowania obdukcji granulitów w czasie cyklu alpejskiego.

Kilka wystąpień klinoptylolitu w cenomanie i paleocenie jest uważane przez Sikorę jako wskazówka o wzmożonym przepływie ciepła pod basenem fliszowym. To ma popierać jego przypuszczenie o dystensji skorupy pod basenem, gdyż jak twierdzi powołując się na T. Wiesera (1973) zeolit ten powstaje na grzbietach śródoceanicznych (Wieser pisze, że występuje w pobliżu grzbietów). Istotnie, klinoptylolit jest podawany z grzbietu śródatlantyckiego (J. Hathaway & P. Sachs, 1965), ale występuje także w wielu innych sytuacjach w utworach głębokomorskich, a według P. E. Biscaya'e'a (1965) jest szczególnie liczny w pobliżu szelfu argentyńskiego, a więc daleko od śródatlantyckiego grzbietu.

Wielu autorów przyjmuje, że osady pienińskiego pasma skałkowego tworzyły się na skorupie typu oceanicznego (J. F. Dewey et al., 1973, D. P. Radulescu & M. Sandulescu, 1973, R. Ney, 1976). Dewey i in. nie podają na to żadnych dowodów, oprócz mylnego twierdzenia, że w tej strefie występują ofiolity. Według M. Sandulescu (1974, fig. 17) strefa sedymentacji serii pasma skałkowego leżała w przedłużeniu skorupy simatycznej, na której osadziły się utwory Gór Kruszcowych i płaszczowin transylwańskich, tzn. w wewnętrznym basenie ze skorupą oceaniczną przyjmowanym przez D. P. Radulescu i M. Sandulescu (1973). Także A. Grubić (1974) przyjmuje skorupę oceaniczną pod osadami pasma skałkowego i łączy ją ze strefą Sinaia, północnym Bałkanem i Morzem Czarnym na wschodzie, a ze strefą pennińską na zachodzie. W ten sposób zrekonstruowany „paleomikroocean”, oddzielony od „Mezotetydy” serbo-macedońskim masywem i strefą getycką, nazywa Grubić „Mezoparatetydą” (fig. 1). Jednakowoż skład płaszczowin transylwańskich, z dobrze rozwiniętym triasem i wapieniem sztramberским w górnym malmie nie odpowiada składowi pasma skałkowego; jeszcze mniej podobieństw jest między tym pasmem a składem Gór Kruszcowych. Łączenie strefy Sinaia z pasmem skałkowym nie jest uzasadnione, nie tylko z powodu całkiem odrębnego składu, ale także z powodu tektonicznej sytuacji obu stref: strefa Sinaia leży na zewnątrz, a pasmo skałkowe wewnątrz masywu marmaroskiego. Jeśli warstwy omawianych stref miały być osadzone w głębokim rowie oceanicznym, to powinny okazywać większą jednolitość i bardziej głębokowodny charakter.

Jest wiele cech w pasmie skałkowym, które przeczą, a w każdym razie nie potwierdzają przypuszczenia o oceanicznym charakterze skorupy

pod jego sedymentacyjnym basenem. Ofiolitów brak, a skały wulkaniczne są bardzo rzadkie. Występują one w najbardziej wschodniej części pasma, w dorzeczu Tereswy, gdzie znajdują się drobne wystąpienia andezytów, bazaltowych porfirytów i andezytowych bazaltów górnourajskiego wieku (M. O. Lomize, 1968). W skałach Poiana Botizei występują tufy zasadowe (M. Sandulescu, 1975). W polskiej części pasma W. Sikora (1972) notuje występowanie tufów andezytowych w górnej kredzie. Wylewy magm zasadowych niekoniecznie świadczą o istnieniu oceanicznej skorupy w podłożu basenu. W jednostce wierchowej Tatr występują górnourajskie limburgity, które musiały przebić się przez skorupę kontynentalną o około 30 km grubości. Masyw krystaliczny marmaroski jest też poprzebijany przez skały wulkaniczne. Interpretacja Lomizego, że skały wulkaniczne pasma skałkowego, masywu marmaroskiego i przylegającej do niego strefy rachowskiej wyzyskały głęboko sięgające pęknięcia rozwinięte w granicznym regionie między strefami wewnętrznymi a strefą fliszu zewnętrznego, zdaje się być słuszna. Te uskoki mogły być utworzone wskutek przyspieszonej subsydencji w basenie fliszu zewnętrznego w porównaniu ze strefą wewnętrzną, mniej obniżającą się albo już wykazującą tendencję dźwignia się, podobnie jak to miało miejsce później w zachodniej części basenu karpackiego (M. Książkiewicz, 1972, str. 111, ryc. 39).

Po obu stronach basenu, w którym osadziły się utwory pasma skałkowego, istniały strefy zbudowane ze skał sialicznych. Północna strefa jest zaznaczona otoczkami granitognejsów, gnejsów, porfirów i aplitów występujących w batonie suity czorsztyńskiej (K. Birkenmajer et al., 1960). Strefa południowa dostarczyła wielu otoczków skał sialicznych do osadów górnokredowych i paleogeńskich (D. Andrusow, 1938, T. Wieser, 1958). To oczywiście nie wyklucza istnienia oceanicznej skorupy pomiędzy dwiema strefami sialicznymi (kordylierami). Jednakowoż charakter osadów pasma skałkowego nie różni się zasadniczo od charakteru utworów wierchowych i reglowych osadzonych na fundamencie zbudowanym ze skał sialicznych. Wskazuje to, że utwory pasma skałkowego osadzały się mniej więcej w tych samych głębokościach co utwory wewnętrznych regionów zachodnich Karpat, osadzonych na zanurzonym „mikrokontynencie” łączącym się z krą karnijską („Carnic plate”) J. F. Deweya i in. (1973), jako że starsze poglądy o związku między wewnętrznymi jednostkami Karpat a płaszczowinami wschodnio-alpejskimi są dalej utrzymywane (A. Tollmann, 1969).

Skomplikowana tektonika pienińskiego pasma skałkowego może sugerować, że pasmo to istotnie powstało w strefie subdukcji. Z tego to powodu E. Szadecy-Kardoss (1973) uważa pasmo skałkowe jako *mélange* strefy subdukcji. Użycie terminu „*mélange*” jest jednak w tym przypadku mylące, gdyż jest powszechnie stosowane do mieszaniny skał osadowych i ultrazasadowych. Tych ostatnich brak jest w strefie skałko-

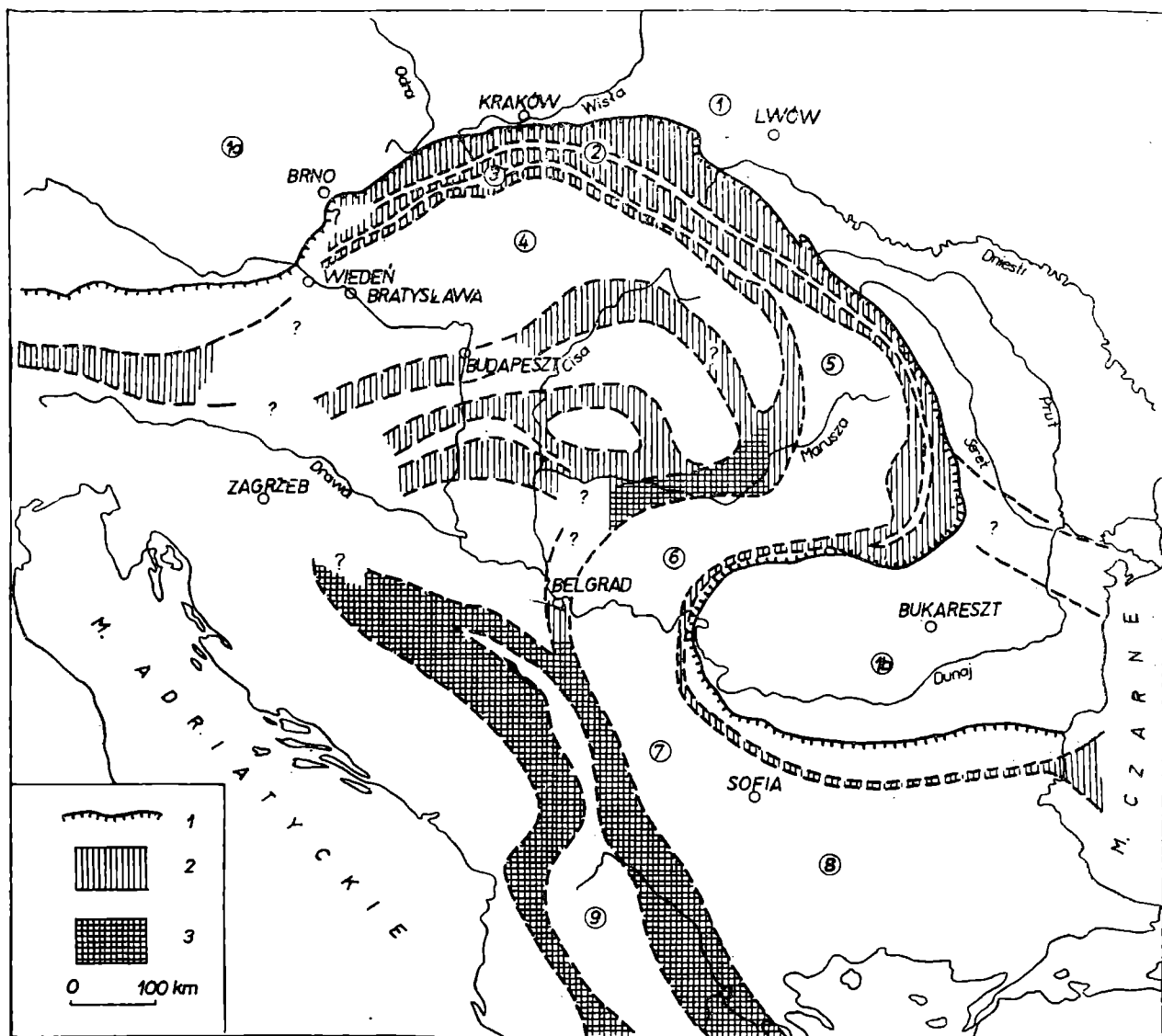


Fig. 1. Przypuszczalne rozmieszczenie stref para-oceanicznych w obszarze karpacko-balkańskim (według poglądów niektórych autorów dyskutowanych w tekście). 1 — zewnętrzny brzeg Karpat i Bałkanu; 2 — strefy para-oceaniczne bez ofiolitów; 3 — strefy para-oceaniczne z ofiolitami (szerokość stref para-oceanicznych była przypuszczalnie dwa lub trzy razy większa niż zaznaczono na szkicu). Liczby na szkicu: 1 — przedmurze eurazjatyckie; 1a — masyw moldanubski; 1b — platforma mezyjska; 2 — kordyliera śląska i jej wschodnie przedłużenie (mniejsze kordyliery między przedmurzem a kordyliera śląską nie są zaznaczone); 3 — kordyliera znajdująca się na północ od pienińskiego pasa skałkowego; 4 — blok słowacki i jego przedłużenie ku wschodowi; 5 — strefa marmaroska; 6 — strefa getycka; 7 — masyw serbsko-macedoński; 8 — masyw Rodopów; 9 — masywy Drina-Pelagonia

Fig. 1. Presumed para-oceanic zones within the Carpatho-Balkan area (according to the views of some authors, discussed in the text). 1 — outer margin of the Carpathians and Balkan; 2 — para-oceanic belts with no ophiolites; 3 — para-oceanic belts with ophiolites (the width of the para-oceanic belts was presumably two or three times larger than indicated on the sketch). Figures in circles: 1 — Eurasian foreland (1a — Moldanubian massif; 1b — Moesian platform); 2 — Silesian cordillera and its eastern extension (smaller cordillera between the foreland and the Silesian cordillera are omitted); 3 — cordillera situated north of the Pieniny Klippen zone; 4 — Slovakian block and its extension in the east; 5 — Marmaros zone; 6 — Getic zone; 7 — Serbo-Macedonian massif; 8 — Rhodope massif; 9 — Drina-Pelagonia massif

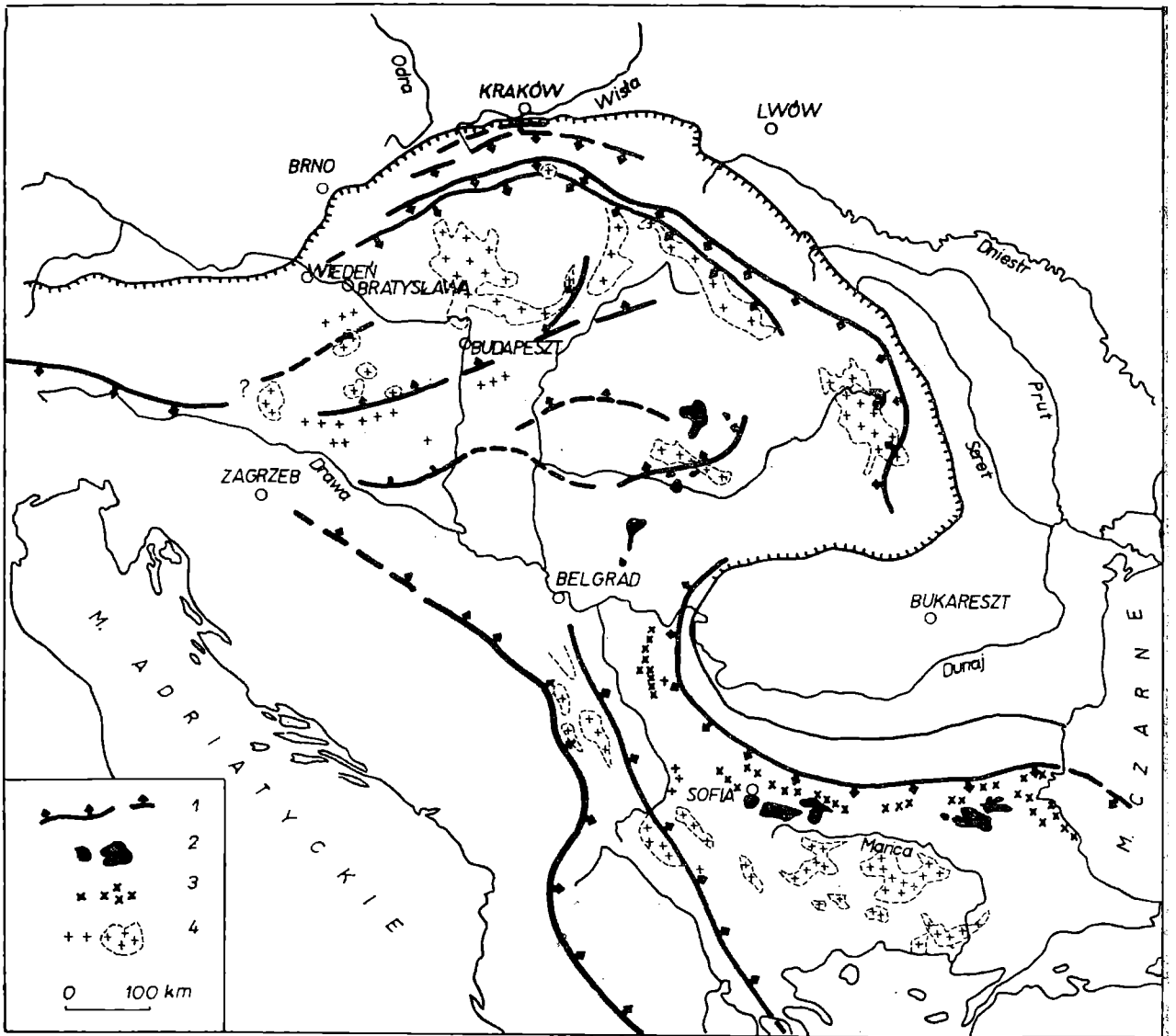


Fig. 2. Przepuszczalne strefy subdukcji na obszarze karpacko-balkańskim (według poglądów niektórych autorów, dyskutowanych w tekście). 1 — strefy subdukcji (strzałki oznaczają kierunek zanurzania się skorupy para-oceanicznej); 2 — skały intruzywne wieku kredowego; 3 — wapniowo-alkaliczne skały wulkaniczne wieku kredowego; 4 — wapniowo-alkaliczne skały wulkaniczne wieku neogeńskiego i wczesno-czwartorzędowego

Fig. 2. Presumed subduction zones within the Carpatho-Balkan area (according to the views of some authors, discussed in the text). 1 — subduction zones (arrows indicate the direction of the subduction); 2 — intrusive rocks of Cretaceous age; 3 — calc-alkaline volcanic rocks of Neogene and Early Quaternary age

wej. Skomplikowana łuskowa struktura pasma może być wynikiem podsunięcia się jednego sialicznego bloku pod drugi (Książkiewicz, 1972, ryc. 39, R. Ney, 1975, ryc. 5). Jest to subdukcja w sensie użytym przez A. Amstutz (1955), a nie subdukcja skorupy oceanicznej pod blok kontynentalny.

Na południe od słowackiego bloku leży strefa pannońska, w której obrębie E. Szadecky-Kardoss (1973, 1976) rekonstruuje trzy pasy eugeosynklinalne, każdy z przypuszczalnie oceaniczną skorupą i andezytową strefą. Istotnie w obszarze gór Mecsek występują skały zasadowe.

Jeśli wszystkie te poglądy są uzasadnione, to mielibyśmy na północ

od strefy dynarskiej co najmniej sześć stref z oceaniczną skorupą (fig. 1) i taką samą ilość stref subdukcji (fig. 2). Jeśli każda strefa subdukcji ma odpowiadające jej andezyty, które, jak się to obecnie przypuszcza, tworzą się w strefie subdukcji na głębokości około 150 km, to szerokość Tetydy między grzbietem śródtetydzkim a krawędzią kontynentu eurazjatyckiego byłaby co najmniej 2000 km (z czego około 900 km przypadłoby na strefy ze skorupą oceaniczną, a co najmniej 1000 km na mikrokontynenty i grzędy o skorupie sialicznej).

M. B o c c a l e t t i i in. (1973) przypuszczają, że basen fliszowy Karpat zewnętrznych stanowił basen brzeżny (marginal sea). Także W. S i k o r a (1976) przyjmuje, że część basenu fliszowego była typu morza brzeżnego. W dobie obecnej baseny brzeżne znajdują się między łukiem wyspowym a kontynentem (tak jak Morze Japońskie) albo między łukami wyspowymi (tak jak morze między Marianami a Wyspami Japońskimi). Baseny te zdają się mieć skorupę oceanicznego typu, chociaż poglądy na ten temat nie są jednolite. W Morzu Japońskim jest prawdopodobnie zanurzony mikrokontynent (Wzniesienie Yamato, J. F. D e w e y & J. M. B i r d, 1970). Karpackie morze byłoby ograniczone z jednej strony kontynentem, z drugiej strony obniżającymi się platformami („microplates”, „microcontinents”), stanowiącymi przedłużenie kry karnijskiej J. F. D e w e y a i in. (1973), tzn. platformą słowacką na zachodzie a transkarpacką mikrokrą na wschodzie. Żadna z nich nie odpowiada współczesnym łukom wyspowym. Wydaje się, że żaden aktualistyczny model nie może być zastosowany w takiej sytuacji. Można ewentualnie dyskutować, czy kordylera śląska wraz z jej wschodnim przedłużeniem (nie jest jasne, czy jest nim masyw marmaroski czy kordylera kumańska, jak przypuszcza M. S a n d u l e s c u, 1975) nie stanowiła łuku wyspowego, podobnie jak „masyw Habkern” w Alpach (K. J. H s u, 1971b). Jeśli tak, to kordylera była ograniczona z obu stron głębokimi rowami z fliszową sedymentacją, a brak jest wskazówek, by była siedzibą zjawisk wulkanicznych. I tu trudno zastosować model aktualistyczny.

Koncepcja basenu brzeżnego (back-arc basin) została przyjęta przez B o c c a l e t t i e g o i in. (1974) dla gór Bałkanu. Według ich poglądu geosynklina Bałkanu utworzyła się na skorupie kontynentalnej. Strefa przyrostu (accreting plate margin) znajdowała się w obrębie regionu dynarskiego, gdzie, jak to przyjmuje J. D e r c o u r t (1970), powstał aktywny grzbiet śródoceaniczny, wskutek czego otworzył się Ocean Tetydy, jak to jest zaznaczone ekstruzjami wielkich ilości zasadowych i ultrazasadowych magm. Ekstruzje te zaczęły się w triasie (Z. B e s i ć, 1970) i ciągnęły się do końca jury. Rozprzestrzenianiu się dna towarzyszyła subdukcja oceanicznej skorupy pod skorupę kontynentalną masywu Rodopów. Ta subdukcja spowodowała deformacje w skorupie kontynentalnej na północ od masywu, dzięki czemu utworzyły się wyniesienia i rowy. W górnej kredzie subdukowana w strefie Wardaru skorupa oceaniczna osiągnęła

takie głębokości, że uległa częściowemu stopieniu, co spowodowało intruzję i ekstruzję magm w strefie Rodopów i Sredniej Gory. Pod wpływem subdukcji powstały sfałdowania i nasunięcia na północ od Rodopów, skierowane w kierunku platformy mezyjskiej (fig. 3A). W ten sposób utworzyło się pasmo Bałkanu uformowane na skorupie kontynentalnego typu.

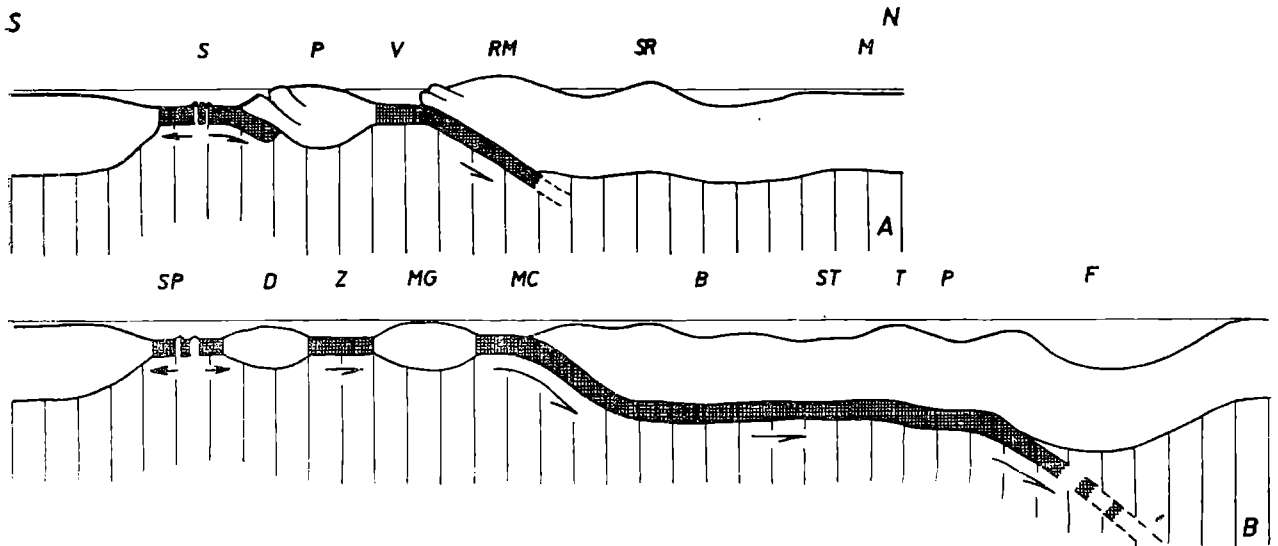


Fig. 3. Rozprzestrzenianie się dna oceanicznego i subdukcja w obrębie obszaru karpacko-bałkańskiego (jura — dolna kreda). A — obszar bałkański; B — obszar karpacki. Biało zaznaczona skorupa kontynentalna, czarno — skorupa para-oceaniczna, kreski pionowe oznaczają górny płaszcz; SP — strefa sub-pelagońska; P — masyw pelagoński; V — strefa Wardaru; RM — masyw Rodopów; SR — strefa Sredniej Gory; M — platforma mezyjska; D — element Driny; Z — strefa Zwornika; HG — strefa „horstów i rowów”; MC — strefa Mecsek; B — rów Lasu Bałkańskiego; ST — rów strefy reglowej; T — geantyklina tatrzańska (wierchowa); P — rów strefy pienińskiej; F — basen fliszu zewnętrznego.

Uwaga: skala przewyższona; odległość między rowem Mecsek a basenem fliszowym mogła wynosić około 800 km

Fig. 3. Spreading and subduction in the Carpatho-Balkanian area in Jurassic-Lower Cretaceous times. A — Balkanian region; B — Carpathian region. White — continental crust; black — oceanic crust; vertical lines — upper mantle. SP — Subpelagonian zone; P — Pelagonian massif; V — Vardar zone; RH — Rhodope massif; SR — Sredna Gora zone; M — Moesian platform; D — Drina element; Z — Zwornik zone; GH — „Horst-and-Graben” zone; MC — Mecsek zone; B — Bakony trough; ST — Sub-Tatra trough; T — High-Tatra swell; P — Pieniny trough; F — outer flysch basin. (Remark: the drawing is not to scale; the distance between the Mecsek zone nad the outer flysch trough might have been about 800 km)

Brak ofiolitów, niewielki rozwój radiolarytów i brak większych nasunięć płaszczowinowych mogą stanowić argumenty popierające tę interpretację, całkiem różną od hipotezy A. Grubicia (1974), według której andezyty Sredniej Gory mają pochodzić z subdukcji skorupy oceanicznej „Paramezotetydy” znajdującej się po północnej stronie strefy Bałkanu. Ta interpretacja różni się też od hipotezy J. F. Deweya i in. (1973), w której masyw Rodopów, odcięty od kontynentu afrykańskiego, stanowił blok bez sialicznego połączenia z kontynentem europejskim.

Wydaje się że interpretacja Boccialetti i in. (1974), z poważnymi zmianami, może być rozciągnięta na obszar karpacki (fig. 3B).

Strefa przyrostu i rozprzestrzeniania się dna oceanicznego w obszarze dynarskim (J. D e r c o u r t, 1970, A. G. S m i t h, 1971, M. & M. D i m i t r i j e v i c o w i e, 1973) zapoczątkowała ocean, w którym znajdowały się sialiczne bloki elementu Drina-Pelagonia i strefy „horstów i rowów”. Ten początkowy ocean miał może zatokę zaznaczoną ofiolitami Gór Kruszcowych. Ta zatoka nie ciągnęła się jednak w kierunku północno-zachodnim. Rozrastanie się dna oceanicznego przesunęło skorupę kontynentalną ku północy. Ruch ten spowodował deformacje w skorupie, w której powstały płaskie undulacje, wpływające w czasie jury i kredy na rozmieszczenie facji: na strefach podniesionych osadzały się utwory bardziej płytkowodne (suity wierchowa, czorsztyńska itd.), w strefach obniżonych bardziej głębokowodne (suity pienińska, regłowa, gemerska, Bakony). Rozprzestrzeniająca się kra obniżała się, co doprowadziło do zmiany jeszcze ciągle głównie epikontynentalnego typu osadów w triasie na batialny geosynklinalny typ w jurze i kredzie. W regionie bałkańskim subdukcja odbywała się wzdłuż stromej powierzchni zanurzającej się pod Rodopy i dlatego doprowadziła do wapniowo-alkalicznego wulkanizmu w pasmie Bałkanu w górnej kredzie. Tego rodzaju wulkanizm z tego okresu jest bardzo słabo rozwinięty w obszarze karpackim z wyjątkiem regionu Mures (H. S a v u, 1967), leżącego blisko Bałkanu. Dlatego można przypuszczać, że subdukcja skorupy oceanicznej odbywała się wzdłuż raczej poziomej powierzchni i dlatego nie osiągnęła głębokości potrzebnej do wytworzenia magmy. Być może, andyjski model subdukcji może być wzięty w tym przypadku pod uwagę: według L. R. S y k e s a (1972) w północnej części Andów subdukowana oceaniczna skorupa była podsuwana pod kontynent pod małym kątem, natomiast w Chile kąt subdukcji był znacznie większy. Pierwszy przypadek może być zastosowany do Karpat, drugi do obszaru bałkańskiego. Jeśli subdukcja była wywołana prądami konwekcyjnymi (jak to przypuszcza większość badaczy), to w pewnej odległości od strefy przyrostu skorupy prądy te wciągały skorupę w głąb i utworzyły basen o silnej subsydencji, w którym osadził się flisz zewnętrzny, o miąższości co najmniej 6000 m. Pod południowym skrzydłem basenu skorupa oceaniczna mogła zstąpić do głębokości częściowego topienia, dzięki czemu powstały nieliczne erupcje magmy andezytowej w pasmie skałkowym i rowie magurskim, co do których przypuszcza się, że były to erupcje podmorskie (W. S i k o r a, 1976). Tu należy zaznaczyć, że jest stosunkowo wiele poziomów tufowych i tufitowych, andezytowych lub dacytowych, we fliszu karpackim. Zjawiają się one po raz pierwszy w cenomanie. Jest możliwe, że te popioły wulkaniczne pochodziły z subaerycznych centrów wulkanicznych znajdujących się w obrębie basenu fliszowego. Warto tu zaznaczyć, że w Alpach materiał andezytowy zaczął pojawiać się w tym samym czasie, tzn. w cenomanie (J. M a r t i n i & M. V a u g u a t, 1967).

Różnice w charakterze ruchu kier litosferycznych w obszarze bałkań-

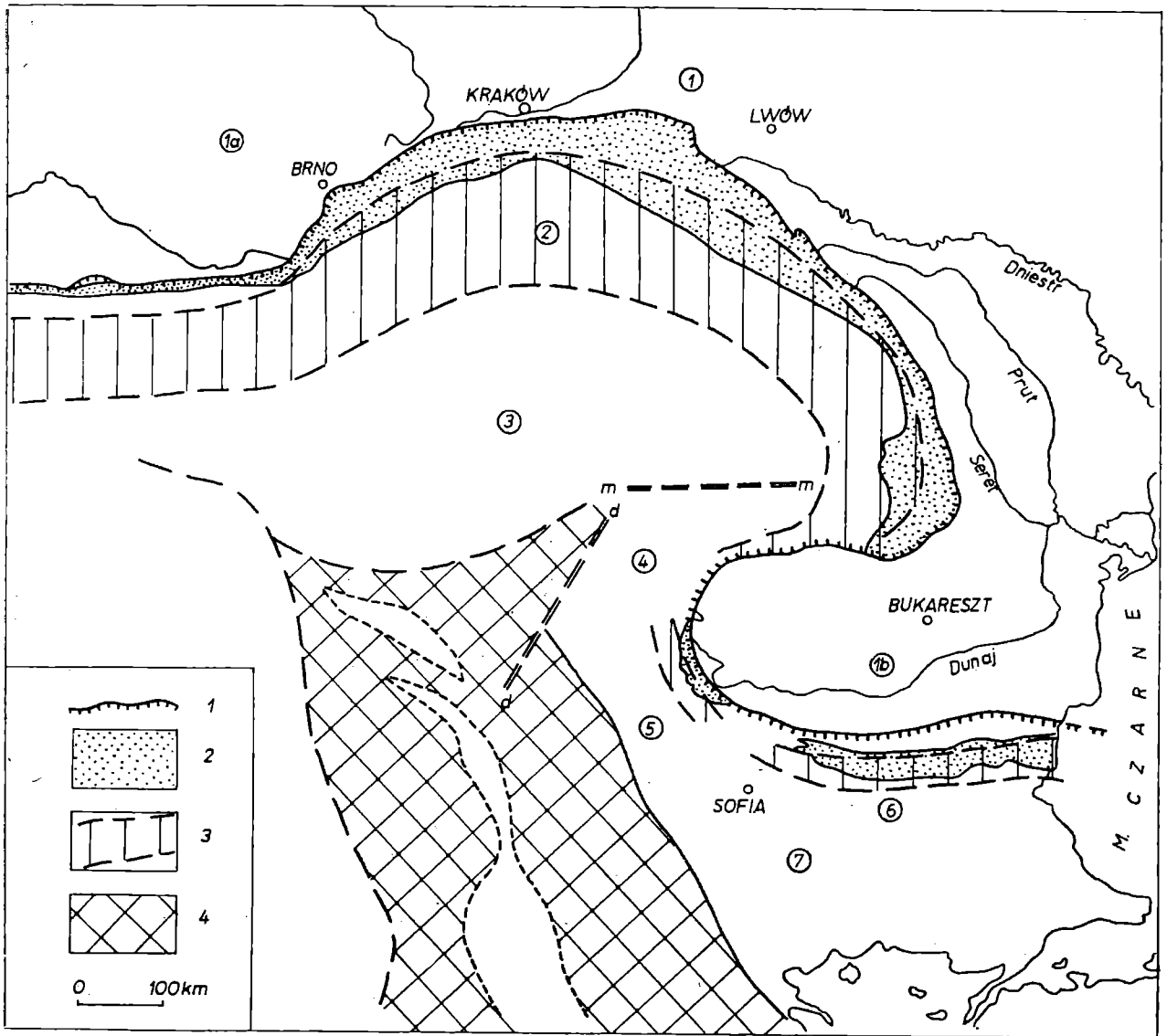


Fig. 4. Pozycja karpackiego basenu fliszowego przed sfałdowaniem. 1 — brzeg łańcucha karpacko-bałkańskiego; 2 — obecne położenie strefy fliszu zewnętrznego; 3 — przybliżone położenie basenu fliszu zewnętrznego przed sfałdowaniem (dla łańcucha karpackiego przyjęto wielkość nasunięcia około 50 km; szerokość basenu była przypuszczalnie dwa razy większa niż zaznaczono na szkicu; dla fliszu Bałkanu przyjęto, że jest on parautochtoniczny); 4 — obszar rozprzestrzeniającego się dna oceanicznego zawierający kry sialiczne. Liczby na szkicu: 1 — przedmurze (1a — masyw moldanubski; 1b — platforma mezyjska); 2 — basen fliszu zewnętrznego, sfałdowany w młodszym trzeciorzędzie; 3 — strefa wewnątrz-karpacka sfałdowana przed trzeciorzędem; 4 — strefa getycka; 5 — masyw serbo-macedoński; 6 — strefa Srednej Gory; 7 — masyw Rodopów. d-d — strefa uskokuwa oddzielająca obszar karpacki od bałkańskiego w czasie rozprzestrzeniania się dna oceanicznego; m-m — uskoku Muresu

Fig. 4. Position of the outer flysch basin before the final folding. 1 — border of the Carpatho-Balkan range; 2 — present-day position of the outer flysch zone; 3 — approximate position of the outer flysch basin before folding (the extent of thrusting assumed as about 50 km, probably on the average it was greater; the width of the basin was probably twice as big as indicated; for the Balkan range it is assumed that its flysch zone is parautochthonous); 4 — area of the spreading oceanic floor. Numbers in the sketch-map: 1 — foreland (1a — Moldanubian massif; 1b — Moesian platform); 2 — outer flysch basin folded in Late Tertiary; 3 — inner Carpathian zones, folded before Tertiary; 4 — Getic zone; 5 — Serbo-Macedonian massif; 6 — Sredna Gora zone; 7 — Rhodope massif; d-d — fault zone between the Carpathian and Balkanian areas during the spreading period of the oceanic floor; m-m — Mures fault

skim i karpackim można wyjaśnić przypuszczeniem, że między oboma obszarami utworzyła się strefa uskokowa (fig. 4). Jest możliwe, że uskok Muresu stanowi fragment takiej strefy, obróconej zgodnie z ruchem wskazówek zegara podczas ostatecznego sfałdowania się Karpat i przemieszczenia ich w obecną pozycję.

Ruch rozprzestrzeniający zakończył się prawdopodobnie przy końcu dolnej kredy. Przy końcu kredy nastąpiła faza kompresji, która doprowadziła do utworzenia się płaszczowin we wewnętrznych częściach obszaru karpackiego. Jest bardzo prawdopodobne, że stało się to dzięki ruchowi litosferycznej kry afrykańskiej, która oddzielona już od kry amerykańskiej i obracana w kierunku przeciwnym ruchowi wskazówek zegara (J. F. Dewey i in., 1973) wywierała nacisk na wschodnią część obszaru śródziemnomorskiego. Nie ma wskazówek, by fałdowania tego okresu były wynikiem subdukcji. Nie ma też wapniowo-alkalicznych skał, które by można przypisać tej fazie. Podczas tej fazy kompresji sialiczna skorupa basenu fliszowego została przypuszczalnie pocięta dyslokacjami na bloki, z których niektóre dźwignęły się ponad poziom morza i zaczęły funkcjonować jako kordyliery, dostarczające do basenu fliszowego ogromnych ilości materiału.

W. Sikora (1976) przypuszcza, że skorupa poniżej zewnętrznego basenu fliszowego uległa bazyfikacji. Hipoteza oceanizacji zdobywa obecnie coraz więcej zwolenników, chociaż ma ciągle jeszcze oponentów (np. J. F. Dewey, 1973). R. Trümpy (1971, 1975a) sądzi, że w przypadku Alp zastąpienie dolnej części skorupy przez cięższy materiał jest bardziej prawdopodobne aniżeli mechanizm rozprzestrzeniania się dna oceanicznego typu atlantyckiego. Nazywa on skorupę ze zredukowaną „granitową” warstwą skorupą „para-oceaniczną”, który to termin nie jest tak mylący jak nazwa skorupy „suboceanicznej” używana przez innych autorów. Według Trümpy’ego na utworzenie się skorupy „para-oceanicznej” wskazują następujące cechy Alp: obecność ofiolitów, rozwój głębokowodnych osadów, niekiedy leżących wprost na serpentynitach i intensywność fałdowania alpejskiego. Tylko druga cecha może być użyta w odniesieniu do karpackiego basenu fliszowego, który osiągnął istotnie, chociaż przejściowo, poważne głębokości (L. Koszarski & K. Zytko, 1965, M. Książkiewicz, 1975). Ofiolitów we fliszu karpackim brak, a krystaliczny fundament, inaczej niż w Alpach, nie został wciągnięty w ruchy nasuwawcze, gdyż płaszczowiny fliszowe zostały odklute od podłoża.

Nawet zredukowana przez oceanizację lub podskorupową erozję skorupa pod basenem fliszowym do końca zachowała charakter „granitowy”. Świadczą o tym ogromne ilości detrytycznego sialicznego materiału obecnego we wszystkich ogniwach fliszu, łącznie z oligoceńskimi warstwami krośnieńskimi. Nie ulega wątpliwości, że część tego materiału została dostarczona do basenu przez źródła znajdujące się poza basenem, ale

analiza kierunków transportu wyraźnie wskazuje na poważne źródła leżące w obrębie basenu (M. Książkiewicz, 1960, 1962, M. & C. Dumitriu, 1968). Podczas fałdowania ogromne bloki skał granitowych zostały przy ruchach nasuwawczych oderwane od fundamentu, jak to jest w przypadku zewnętrznych skałek (M. Książkiewicz, 1935, 1972, ryc. 58).

Obecność pasm wapniowo-alkalicznych skał wulkanicznych po wewnętrznej części Karpat stanowi najsilniejszy argument, jaki może być użyty na korzyść przypuszczenia, że basen fliszowy był podścielony skorupą typu oceanicznego. Od czasu doświadczeń D. H. Greena i A. E. Ringwoda (1966) przypuszcza się, że wapniowo-alkaliczne magmy tworzą się przez selektywne stopnienie eklogitów, w które przeobraża się bazaltowa skorupa w głębokiej strefie subdukcji. Także częściowe stopnienie bazaltów, jeśli są one dostatecznie „mokre” lub przykryte osadami, może wytworzyć magmy tego typu. Utworzenie się takich magm przez stopnienie dolnych części skorupy jest jednakowoż też możliwe (S. Gorszkow, 1972), a pogląd, że pośrednie magmy mogą być wytworzone przez zmieszanie się dwóch początkowych magm nie jest jeszcze całkowicie zarzucony. Dlatego mechanizm podsuwania się skorupy od północy i jej częściowe stopnienie w myśl poglądu H. Stillego (1953) może być rozważany, chociaż przyjęcie jego nastęrcza wiele trudności. Jest wątpliwe, czy podsuwana skorupa sialiczna mogła osiągnąć głębokości odpowiednie dla jej stopienia. Ponadto fundament krystaliczny strefy fliszowej składał się, jak o tym świadczą zespoły otoczków skał egzotycznych, głównie ze zdehydratyzowanych skał metamorficznych, których stopienie nie jest zdolne wytworzyć eksplozywnych magm andezytowych.

Te trudności mogą być łatwo ominięte, jeśli się przyjmie subdukcję oceanicznej skorupy pod wewnętrzne części Karpat. Jednakowoż, jak wykazano powyżej, jest bardzo trudno uzasadnić przyjęcie takiego typu skorupy po zewnętrznej części wulkanicznego łuku. Dlatego trzeba szukać innych rozwiązań. Pogląd Ney'a (1975), że andezyty Pienin powstały przez stopienie się osadów strefy pienińskiej (które, nawiasem mówiąc, składają się głównie z wapieni i margli) w strefie subdukcji, wydaje się trudny do przyjęcia. Tytułem próby, następująca interpretacja jest proponowana. Jest możliwe, że oceaniczna skorupa, która podczas okresu rozprzestrzeniania dostała się pod południowe skrzydło basenu fliszowego (fig. 3) uległa pod naciskiem podsuwającej się kry zdyslokowaniu, porozrywaniu i pchnięciu powrotnemu pod „mikrokry” Karpat wewnętrznych, tzn. pod blok słowacki wraz z Tatrami na zachodzie, a pod strefę marmaroską na wschodzie. Wskutek tego pchnięcia niektóre części skorupy oceanicznej dostały się w takie głębokości, że uległy częściowemu stopieniu (fig. 5). Odsobnione występowania andezytów w Pieninach mogły powstać wskutek tego, że jedna bryła porozrywanej skorupy

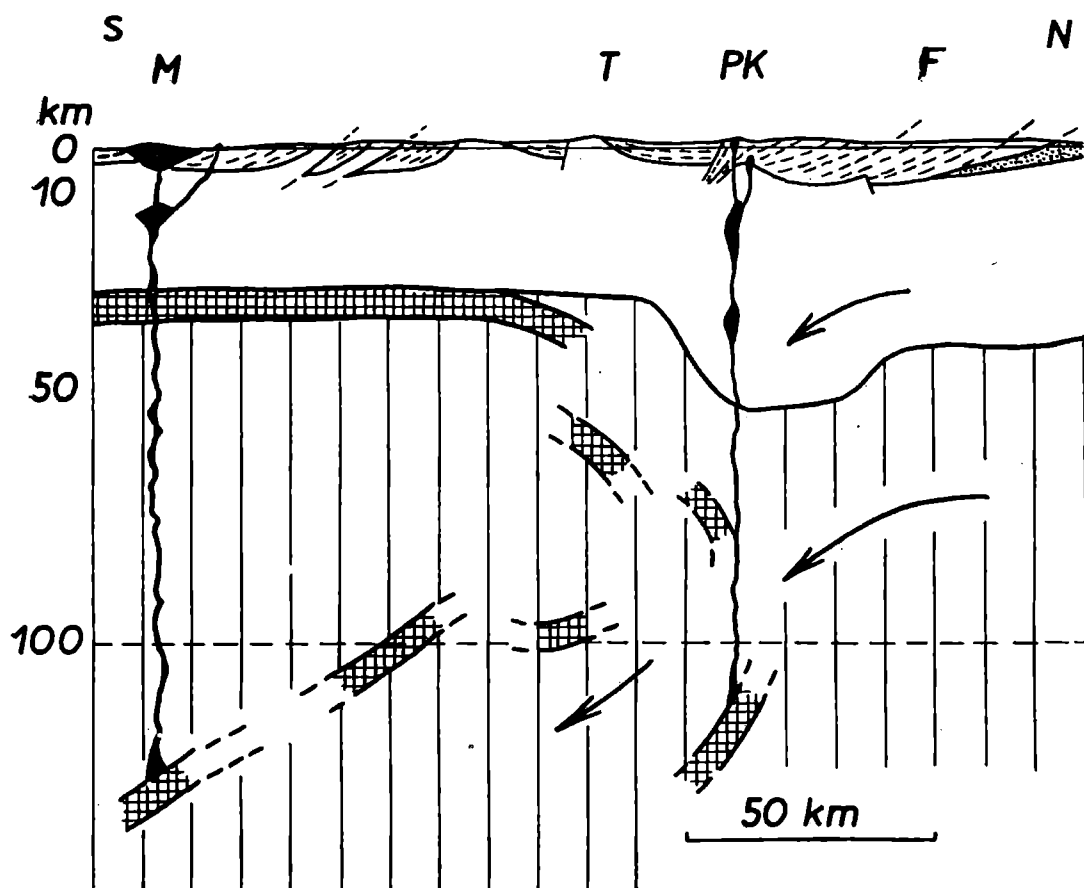


Fig. 5. Podsuwanie się przedmurza i powstanie magm w łuku karpackim. Białe — skorupa kontynentalna; kreski krzyżujące się — skorupa oceaniczna; czarne — magma i skały wulkaniczne; kreski pionowe — górny płaszcz; skośne krótkie kreski — sfałdowane utwory mezozoiczne i paleogeńskie; kropki — utwory neogeńskie; F — strefa fliszowa; PK — Pieniński pas skałkowy; T — Tatry; M — góry Matra

Fig. 5. Underthrusting of the foreland and the origin of magmas in the Carpathian arc. White — continental crust; shaded — oceanic crust; black — magma and volcanic rocks; vertical lines — upper mantle; oblique short lines — folded Mesozoic and Palaeogene beds; dots — Neogene beds; F — Flysch zone; PK — Pieniny Klippen zone; T — High Tatra; M — Matra Mts.

py utonęła w górnym płaszczu głęboko pod wgiętą skorupą i nie została pchnięta dalej ku południowi jak inne bryły. W ten sposób wewnętrzno-karpacki wulkanizm byłby związany z hipotezą podsuwania się przedmurza pod Karpaty, ale w innej postaci, niż w koncepcji Stillego.

Hipoteza podsuwania się przedmurza pod Karpaty była rozwijana przez wielu autorów, począwszy od L. Mrazeca i I. Popescu-Voitești (1914, p. 517). Używając obecnie modnego wyrażenia, można ten ruch nazwać też „subdukcją”. Subdukcja europejskiego przedmurza jest też przyjmowana w Alpach i strefę największego deficytu siły ciężkości przypisuje się tej subdukcji (R. Trümpy, 1975 b). W zachodnich Karpatach strefa najniższych wartości siły ciężkości leży tuż na północ od pienińskiego pasma skałkowego, gdzie też głębokim sondowaniem stwierdzono wgięcie skorupy sialicznej (J. Uchman, 1973). Jest możliwe, że to wgięcie powstało wskutek podsuwania się skorupy. Podczas podsuwania się wgięcie to musiało leżeć znacznie niżej, gdyż w tym czasie re-

gion skałkowy i znaczne obszary wewnętrznych Karpat znajdowały się głęboko zanurzone pod centralnokarpackim (podhalańskim) fliszem. Podsunięcie lżejszego materiału spowodowało izostatyczne regionalne dźwignięcie obszaru.

Omawiany ruch podsuwawczy, który doprowadził do ostatecznej kompresji łańcucha karpackiego, według wszelkiego prawdopodobieństwa był wynikiem ruchu kry eurazjatyckiej, która, oderwana od Ameryki Północnej, dryfowała ku południo-wschodowi na znaczną odległość (M. T a l w a n i & W. C. P i t m a n, 1972). Dzięki temu ruchowi i obrotowi (w kierunku przeciwnym ruchowi wskazówek zegara) Afryki, który to obrót zaczął się według A. G. S m i t h a (1971) w eocenie, w strefie między krą eurazjatycką a afrykańską nastąpiły ruchy konwergencyjne. Wynikiem ich są deformacje we wschodniej części obszaru śródziemnomorskiego.

Z powyższych uwag wynika, że jest bardzo trudno zastosować w prosty sposób koncepcję tektoniki kier litosferycznych do zagadnienia powstania Karpat. Żaden aktualistyczny model nie może tu być zastosowany bez zastrzeżeń. Wydaje się w każdym razie, że powstanie Karpat nie wymaga zniknięcia obszaru oceanicznego, podobnie jak to jest w przypadku Pirenejów i Wysokiego Atlasu (J. F. D e w e y i in., 1973). Karpaty mogą być interpretowane jako łańcuch utworzony na miejscu basenów ensialicznych. Chociaż nie można powiedzieć za G. S z e n a s e m (1972), że Karpaty mogły powstać bez mechanizmu rozprzestrzeniania skorupy, wydaje się, że oprócz tego mechanizmu także inne mechanizmy działały. Co więcej, aktualistyczne modele zdają się być uproszczone pod wieloma względami, jak to podkreślił M. L e m o i n e (1973), który ostrzega przed entuzjastycznymi, ale pośpieszonymi i nie dość należycie uzasadnionymi próbami zastosowania hipotezy tektoniki kier. Zastosowanie tej hipotezy, opartej na zjawiskach zachodzących w Oceanie Spokojnym i Atlantyckim, nastrocza szczególne trudności w obszarze śródziemnomorskim, jak to widać w rozbieżnościach w interpretacjach autorów zajmujących się tym obszarem (J. D e r c o u r t, 1970, K. J. H s u, 1971a, A. G. S m i t h, 1971, J. F. D e w e y et al., 1973).

Instytut Nauk Geologicznych UJ

Maszynopis nadesłano II 1977

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- A m s t u t z A. (1955), Structures alpines, subductions successives dans l'Ossola. *C. R. Acad. Sci.*, 241, s. 967—969. Paris.
- A n d e l k o v i ć M., L u p u M. (1967), Die Geologie der Šumadija- und Mures Zone. *Rep. 8th Congr. Carp. Balk. Ass.*, 1, s. 15—28. Beograd.

- Andrusow D. (1938), Etude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. III partie: Tectonique. *Rozpr. St. Geol. Ust. ČSR*, 9, s. 1—135. Praha.
- Argand E. (1922), La tectonique d'Asie. *Congr. Géol. Int.*, 1, s. 171—422. Bruxelles
- Besić Z. (1970). Le développement et la formation diabase-radiolarite dans les Dinarides. *Bull. Géol. Inst. Géol. de Montenegro*, 6, s. 243—281. Titograd.
- Birkenmajer K., Gąsiorowski S. M., Wieser T. (1960), Fragments of exotic rocks in the pelagic deposits of the Bathonian of the Niedzica series (Pieniny Klippen belt, Carpathians). *Ann. Soc. Géol. Pol.*, 30, s. 29—57. Kraków
- Biscaye P. E. (1965), Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76 s. 803—830. Boulder.
- Bleahu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973), Neogene Carpathian arc: A continental arc displaying the features of an „island arc”. *J. Geoph. Res.*, 78, s. 5025—5032. Richmond.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S. (1973), Young volcanism in the Calimani — Hargita Mountains (east Carpathians). *Tectonophysics*, 19, s. 299—313. Amsterdam.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. (1974), The Balkanids as an instance of back-arc thrust belt: Possible relation with the Hellenides. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 85, s. 1077—1084. Boulder.
- Dercourt J. (1970), L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. Géol. France*, 12, s. 261—317.
- Dewey J. F., Bird J. M. (1970), Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geoph. Res.*, 75, s. 2625—2647. Richmond.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J. (1973), Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, s. 3137—3180. Boulder.
- Dimitrijević M., Dimitrijević M. N. (1973), Olistostrome mélange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics. *J. Geol.*, 81, s. 328—340. Chicago.
- Dumitriu M., Dumitriu C. (1968), Quelques aspects paléogéographiques des Carpathes orientales roumaines d'après l'étude des paléocourants. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10, s. 13—20. Paris.
- Fuchs G. (1969), Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gfohl (20) und Horn (21). *Verh. geol. Bundesanst.*, Wien.
- Gorshkov S. (1972), Progress and problems in volcanology. In „The Upper Mantle” (ed. A. R. Ritsema), s. 123—140. Amsterdam—London—New York.
- Green D. H., Ringwood A. E. (1968), Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contr. Miner. Petrol.*, 18, s. 105—162. Washington.
- Grubić A. (1974), Eastern Serbia in the light of the new global tectonics: consequences of this model for the interpretation of the tectonics of the northern branch of the Alpides. In: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia, s. 179—211. Beograd.
- Hathaway J., Sachs P. (1965), Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic Ridge. *Amer. Miner.*, 50, s. 852—867. Washington.
- Herz N., Savu H. (1974), Plate tectonic history of Romania. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 85, s. 1429—1440. Boulder.
- Hsu K. J. (1971a), Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 233, s. 44—48. London.
- Hsu K. J. (1971b), Ultrahelvetic Flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 82, s. 1207—1218. Boulder.
- Koszarski L., Żytko K. (1965), Le problème de la profondeur de la mer

- du géosynclinal karpatique de flysch. *Rep. Carp. Balk. Ass. VII Congr.*, Part 2, 2, s. 81—86. Sofia.
- Książkiewicz M. (1935), Die äussere karpatische Klippenzone bei Andrychów. *Bull. Int. Acad. Pol. Sci.*, Sér A, s. 92—106, 209—220, 221—233. Kraków.
- Książkiewicz M. (1960), Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. *Geol. Rdsch.*, 50, s. 8—31. Stuttgart.
- Książkiewicz M. (1965), Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpathes du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, s. 443—454. Paris.
- Książkiewicz M. (1972), Karpaty. W: Budowa Geologiczna Polski, IV, Tektonika, cz. 3. 228 s. Warszawa.
- Książkiewicz M. (1975), Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin. *Acta Geol. pol.*, 25, s. 309—369. Warszawa.
- Książkiewicz M. (redaktor) (1962), Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zesz. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Instytut Geologiczny. — Cretaceous and Early Tertiary in the Polish External Carpathians. In: Geological Atlas of Poland, Fasc. 13. Warszawa.
- Lemoine M. (1973), Un certain dogmatisme menace-t-il la tectonique de plaques. *La Recherche*, 4, s. 374—376. Paris.
- Lomize M. O. (1968), Pozdneynorskoi vulkanizm Vostochnych Karpat. *Vestn. Mosk. Univ., Ser. Geol.*, 6, s. 42—58. Moskwa.
- Martini J., Vauguat M. (1967), Considérations sur le volcanisme postophiolitique dans les Alpes occidentales. *Geol. Rdsch.*, 57, s. 264—276. Stuttgart.
- Mrazec L., Popescu-Voitesti I. (1914), Contributions à la connaissance des nappes du flysch carpathique en Roumanie. *Anuar. Inst. Geol. Rom.*, 5, s. 495—527. Bucuresti.
- Ney R. (1975), Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's globe. *Mat. & Pr. Inst. Geof. Pol. Akad. Nauk.*, 82, s. 95—110. Warszawa.
- Ney R. (1976), The Carpathians and plate tectonics. *Przegl. Geol.*, 6, s. 309—316. Warszawa.
- Radulescu D. P., Sandulescu M. (1973), The plate tectonic concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, s. 155—161. Amsterdam.
- Roman C. (1970), Seismicity in Romania. Evidence for sinking lithosphere. *Nature*, 228, s. 1176—1178. London.
- Sandulescu M. (1975), Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France*, 17, s. 299—358. Paris.
- Savu H. (1967), Die mesozoische Ophiolite der rumänischen Karpathen. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, s. 59—70. Budapest.
- Sikora W. (1972), Flisz wapienny kredy z wkładkami skał wulkanoklastycznych w Sromowcach Niżnych. *Kwart. geol.*, 16, s. 493—494. Warszawa.
- Sikora W. (1976), Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery (Cordilleres of the Western Carpathians in the light of the plate tectonics theory). *Prz. geol.*, 6, s. 336—349. Warszawa.
- Smith A. G. (1971), Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 82, s. 2039—2070. Boulder.
- Stille H. (1953), Der Werdegang der Karpathen. *Beiheft Geol. Jb.*, 8, Hannover.
- Sykes L. R. (1972), Seismicity as a guide to global tectonics and earthquake prediction. *Tectonophysics*, 13, s. 393—414, Amsterdam.
- Szadecky-Kardoss E. (1973), The subduction zones of the Carpatho-Pannonian region. *Fölt. Közl.*, 103, s. 240—244. Budapest.
- Szadecky-Kardoss E. (1976), Plattentektonik in pannonisch-karpatischen Raum. *Geol. Rdsch.*, 65, s. 143—161. Stuttgart.

- Szadecky-Kardoss E., Jukasz A., Panto G., Szepeshazy K., Szeky-Fux V. (1967), Der sog. ophiolitische Magmatismus in Ungarn. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, s. 71—76. Budapest.
- Szenas G. (1972), The Carpathian system and global tectonics. *Tectonophysics*, 15, s. 267—286. Amsterdam.
- Talwani M., Pitman W. C. III, (1972), Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 83, s. 619—696. Boulder.
- Tollmann A. (1969), Die tektonische Gliederung der Alpen-Karpathen Bogens. *Geologie*, 18, s. 1131—1155. Berlin.
- Trümpy R. (1971), Stratigraphy in mountain belts. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 126, s. 293—318. London.
- Trümpy R. (1975a), Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps. A presumed former continental margin and its problems. *Amer. J. Sci.*, 275A, s. 209—238. New Haven.
- Trümpy R. (1975b), On crustal subduction in the Alps. In: Tectonic problems of the Alpine System (redaktor M. Mahel), s. 121—129. Bratislava.
- Uchman J. (1973), Results of deep seismic sounding along international profile V. *Mat. & Pr. Inst. Geof. Pol. Ak. Nauk*, 60, s. 47—52.
- Wieser T. (1949), Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic. (Crystalline exotic blocks in the Silesian Cretaceous of the Wadowice area). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18 (za r. 1948), s. 36—105. Kraków.
- Wieser T. (1952), Ofiolit z Osielca. (The ophiolite from Osielec). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21 (za r. 1951), s. 319—326. Kraków.
- Wieser T. (1958), Magmowe i metamorficzne skały egzotyczne z kredy i paleo-
geny Pienińskiego Pasa Skałkowego (Magmatic and metamorphic exotic rocks from the Cretaceous and Palaeogene of the Pieniny Klippen belt). *Bull. Inst. Geol.*, 135, s. 97—150. Warszawa.
- Wieser T. (1967), The crystalline basement complex of the Polish Flysch Carpathians. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, s. 15—21. Budapest.
- Wieser T. (1973), Klinoptylolit w łupkach radiolaniowych cenomanu z Międzybrodzia k. Sanoka. *Kwart. geol.*, 17, s. 651—652. Warszawa.

SUMMARY

Abstract. Recent interpretations of the origin of the Carpathians made in connection with the plate tectonics hypothesis are critically reviewed. The presumption that the outer Carpathian flysch was deposited on the oceanic crust does not seem to be justified. The flysch basin might have been formed on the continental crust during its warping caused by spreading and subduction of the oceanic floor when an active accretion zone existed in the Dinaric area during the Jurassic and Early Cretaceous. During the spreading period the oceanic crust of the Dinaric Tethys was subducted beneath the inner Carpathian region and the Serbo-Macedonian and Rhodope massifs. In the Late Tertiary the foreland was underthrust southward below the Carpathian basin. Owing to this thrust the oceanic crust was pushed backward and reached depths at which underwent partial melting. The extruded magmas formed the inner Carpathian arc of calc-alkaline volcanic rocks.

E. Argand (1922) was the first who applied the Wegenerian mobilistic concept to the origin of the Mediterranean ranges. He regarded the Alps and other mountains of southern Europe as formed by collision of

two continents, Eurasia and Africa. J. F. Dewey and J. M. Bird (1970) followed this line of thought with modifications implied by the plate tectonics hypothesis. To explain the complex Mediterranean mountainous system they introduced the concept of „microcontinents” and „island arcs” situated in the Tethys Ocean between the two continents.

M. Bleahu and al. (1973) compare the present Carpathians with an island arc: the Sub-Carpathian foredeep corresponds to the outer trench, the Carpathians to the folded arc with an inner arc of calc-alkaline volcanic rocks, the Pannonian and Transylvanian basins are to represent retro-arc basins. This comparison is not complete: at present, there is no ocean on the outward side of the trench, its crust was entirely subducted and consumed. The calc-alkaline magma was produced by melting of this crust, deeply subducted beneath the Carpathians along the Benioff plane. The subduction is still active in the bend of Southern Carpathians, as shown by intermediate earthquakes in the Vrancea region (Roman, 1970). It should, however, be noted that the epicentral area is located on the very border of the Carpathians, the sinking slab is very steep, and neither the Tertiary folding nor volcanism can be attributed to the subduction of this slab.

Some authors presume that the outer Carpathian flysch was deposited partly or totally on the crust of oceanic type. According to D. P. Radulescu and M. Sandulescu (1973), in the southern marginal region of the Eurasian plate two rift zones formed: in the inner zone the ophiolite series of Late Jurassic and Early Cretaceous age was formed (the Metalliferous Mts.), while in the outer zone the Sinaia flysch was deposited. Most of the flysch zone in the Rumanian Carpathians was to be deposited on the sialic crust. The assumption of an oceanic crust beneath the Sinaia zone is based only on the rare occurrences of basic rocks in the Sinaia flysch. Moreover, from the inner zone are also reported (M. Andelković & M. Lupu, 1967, table) crystalline schists and presumably Palaeozoic rocks (l. c., p. 15), which seem to indicate the presence of a sialic basement in this zone.

N. Herz and H. Savu (1974) assume that the crustal distension commenced in the Jurassic, and eventually a wide belt with oceanic crust, called „Siret Ocean” formed between the Moldavian platform and Pannonia. In this ocean the outer flysch was laid down. Basic rocks occurring in the Upper Jurassic — Neocomian „black flysch” and other inner regions of the flysch zone are regarded as indicators of the simatic crust beneath the Siret Ocean. The subduction and melting of this crust provoked the Neogene andesitic eruptivity on the inner side of the Carpathian range.

According to W. Sikora (1976) the crust beneath the outer flysch basin at first was sialic, but during the Jurassic-Tertiary times it underwent both rifting and basification. Rifting started in the Early Creta-

ceous. It is marked by the pre-Albian emplacement of teschenites in the Western Carpathians. Owing to this rifting a few troughs were formed, each with the crust of „oceanic” type, separated by sialic blocks, which acted as cordilleras, reconstructed on the basis of an ample palaeogeographical evidence (M. Książkiewicz, 1965). In the western sector of the flysch zone there existed at least four cordilleras. If the occurrence of the teschenites actually indicates an incipient rifting, further stages of distension were not marked by any extrusions of basic rocks. An occurrence of a rock found by the present author in the Middle Eocene conglomerates at Osielec, determined by T. Wieser (1952) as „ophiolite”, is taken by Sikora as a proof that the Magura flysch was deposited on a simatic crust. However, later T. Wieser (1967, p. 18) regards this rock to be a gabbro-diorite „transformed to prasinitic amphibolites during the batholithic stage of probably Variscan diastrophism”.

Several authors presume the beds of the Pieniny Klippen belt were deposited on the crust of oceanic type (J. F. Dewey et al., 1973, D. P. Radulescu & M. Sandulescu, 1973, R. Ney, 1976). According to Sandulescu (1974, Fig. 17) the sedimentation area of the Klippen belt was situated in the prolongation of the simatic crust, on which the beds of the Metalliferous Mts. and the Transylvanian nappes were deposited (= inner intra-continental basin with ocean-type floor of D. P. Radulescu & M. Sandulescu, 1973). Also A. Grubić (1974) assumes an oceanic crust beneath the sediments of the Klippen belt and links it with the Sinaia zone, the northern Balkan and the Black Sea in the east, and with the Pennicum in the west. He calls „Mesoparathys” the thus reconstructed „palaeomicroocean”, separated from the „Mesotethys” by the Serbo-Macedonian massif and the Getic zone (Fig. 1). However, the composition of the Transylvanian nappes, with well developed Triassic beds and the Stramberg limestone in the Upper Malm, is hardly comparable with the Klippen belt, and that of the Metalliferous Mts. even less. The linking of the Sinaia zone with the Klippen zone is not justified not only because of a quite different composition but also because of their tectonic position: the Sinaia zone is situated on the outer side of the crystalline Marmaros zone, the Klippen belt on its inner side. If the beds of the discussed zone were to be deposited in a quasi-oceanic deep trough, they should exhibit more uniformity and a more accentuated deep-water character.

There are several features of the Klippen belt which contradict, or, at any rate, do not support the concept of an oceanic crust beneath its sedimentary basin. Ophiolites are lacking, and volcanic rocks are extremely rare. They occur in the most eastern part of the belt, in the basin of the Teresva river, where small occurrences of andesites, basaltic porphyrites and andesitic basalts of Upper Jurassic age are reported (M. O. Lomize, 1968). In the klippen of Poiana basic „cinerites” occur

(M. Sandulescu, 1975). In the Polish part of the Klippen belt andesitic tuffs of Upper Cretaceous age were found (W. Sikora, 1972). The extrusion of basic magma does not necessarily indicate an oceanic crust below the basin. In the High-Tatra unit there occur Upper Jurassic limburgites which had to penetrate across the continental crust, at least 30 km thick. The crystalline Marmaros zone is also pierced by volcanic rocks.

On either side of the basin, in which sediments of the Klippen belt were laid down, there existed zones composed of sialic rocks. The northern zone is indicated by pebbles of granite-gneisses, gneisses, porphyries and aplites occurring in the Bathonian of the Czorsztyn suite (K. Birkenmajer et al. 1960), while the southern rim of the basin supplied many pebbles of only sialic rocks to the Upper Cretaceous and Palaeogene sediments (D. Andrusov, 1938, T. Wieser, 1958). This, of course, does not preclude the existence of the oceanic crust between the two sialic zones (cordilleras). However, the character of sediments of the Klippen belt does not essentially differ from that of the High-Tatra and Sub-Tatra units, the sediments of which were laid down on the sialic basement. This suggests that the Klippen sediments were deposited at very much the same depths as the sediments of the inner region of the Western Carpathians, laid down on a submerged „microcontinent” linked with that of the Carnic plate of J. F. Dewey and al. (1973), since the older views, that the inner Carpathian units correspond with the East-alpine nappes, are still maintained (A. Tollman, 1969).

The complex tectonics of the Pieniny Klippen belt may suggest that it formed above a subduction zone. For this reason E. Szadecky-Kardoss (1973) regards the Klippen belt as a rock *mélange* of a subduction zone. The use of the term „*mélange*” in this case is misleading, as it is currently being applied to the mixture of sedimentary and ultrabasic rocks. The last are absent in the Klippen belt. The complex imbricated structure of the belt might have been formed by underthrusting of a sialic block below another (M. Książkiewicz, 1972, Fig. 39, R. Ney, 1975, Fig. 5). This is the subduction *sensu* A. Amstutz, 1955, not the subduction of an oceanic crust below a continental block.

South of the Slovakian platform there lies the Pannonian area, within which E. Szadecky-Kardoss (1973, 1976) reconstructed three eugeosynclinal belts, each with the presumably oceanic crust and each associated with an andesitic zone. Actually, only in the Mecsek region there occur basic rocks in some strength.

If the discussed views are justified, north of the Dinaric accretion zone there would have been at least six belts with simatic crust (Fig. 1) and the same number of subduction zones (Fig. 2). If each subduction zone had its andesites, produced according to current views in the subduction zone at a depth of about 150 km, the width of the Tethys between

the Mid-Tethysian Ridge and the edge of the Eurasian continent would have been at least 2000 km (about 900 km of the belts with oceanic crust and at least 1000 km of intervening microcontinents and sialic swells).

M. B o c c a l e t t i and al. (1973) presume that the flysch basin was a marginal basin. W. S i k o r a (1976) also assumes that a part of the flysch basin was marginal. The presumed Carpathian marginal sea was bordered from one side by the continent, and on the other side by subsiding platforms („microplates” or „microcontinents”) which formed an extension of the Carnic plate of J. F. D e w e y and al. (1973), i. e. the Slovakian platform in the west and the Transcarpathian microplate in the east, neither of them comparable to the present-day island arcs. It appears that the actualistic model (marginal sea bordered by an island arc on one side) cannot be applied to such a situation. One may envisage that the Silesian cordillera, with its extension eastward (which is not very clear, either the Marmaros zone, or the Coumanian cordillera, as presumed by M. S a n d u l e s c u, 1975) was an island arc, similarly as the Habkern massif in the Alps (K. J. H s u, 1971b). If so, the cordillera was bordered on either side by trenches with flysch sedimentation, and there are no indications that the cordillera was the site of volcanic activity.

The concept of the back-arc basin was applied by M. B o c c a l e t t i and al. (1974) to the Balkanids. According to their interpretation the Balkanid geosyncline formed on a continental crust. The accreting plate margin was situated in the Dinaric area (J. D e r c o u r t, 1970), where probably an actively spreading ridge existed and the Tethys Ocean began to open. This is marked by extrusions of basic and ultrabasic magmas, which began in the Trias (Z. B e s i ć, 1970) and continued well into the Jurassic. With the spreading was associated the subduction of the oceanic crust in the Vardar zone under the continental crust of the Rhodope massif and this caused warping of the continental crust north of the massif with the formation of troughs and swells. In the Upper Cretaceous the descending oceanic crust reached the depths at which it was partly melted. This produced intrusions and extrusions in the Rhodope and Sredna Gora, while further influence exerted by the descending crust caused folding and some thrusting north of the Rhodope, with polarity towards the Moesian platform (Fig. 3A). In this way the Balkanids were formed on the crust of continental type, as a back-arc belt. Absence of ophiolites and rare occurrence of radiolarites are given in support of this interpretation.

It is tentatively presumed that the interpretation of B o c c a l e t t i and al. (1974), with considerable modifications, may be extended to the Carpathian area (Fig. 3B). The accretion and spreading in the Dinaric area (J. D e r c o u r t, 1970, A. G. S m i t h, 1971, M. & M. D i m i t r i j e v i ć, 1973) initiated an ocean with the simatic crust and rafted sialic

blocks of the Drina-Pelagonian element and the „Horst-and-Graben” belt. This incipient ocean had probably a gulf indicated by the ophiolites of the Metalliferous Mts, which, however, did not extend to the north-west. The northward spreading drifted the continental crust away from the accretion zone. The drag exerted on the continental crust caused its warping. Several undulations were formed, which during the Jurassic and Cretaceous controlled the distribution of facies: on the highs more shallow-water deposits were laid down (High-Tatra suite, Czorzstyn suite etc.), while in troughs deep-water sediments formed (Pieniny suite, Sub-Tatra suite, Gemerides, Bakony). In the Balkanid area the subduction of the oceanic crust followed a fairly steep plane beneath the Rhodope and therefore produced the Upper Cretaceous calc-alkaline volcanism in the Balkanids. Such a volcanism of that age is only very weakly developed in the Carpathian area. Therefore one may presume that within the Carpathian area the subducted crust followed a nearly horizontal plane and did not reach depths necessary for generation of magmas on any large scale. Possibly the Andine models of lithospheric underthrusting may serve for comparison: according to L. R. S y k e s (1972) in the northern Andes the subducted oceanic plate was thrust down at a very low angle, while in the Chilean sector it followed a much steeper angle. The first case may be applied to the Carpathians, the second to the Balkan area. If the subduction was caused by convection currents, one may suppose that at some distance from the accretion zone the current pulled the crust down and formed an intensely subsiding basin, in which the outer flysch, at least 6000 m thick, was laid down. Beneath the southern flank of the basin the oceanic crust might have descended to such depths that some melting took place producing a few andesitic, admittedly submarine eruptions in the Pieniny and Magura zones (W. S i k o r a, 1972, 1976).

The difference in plate motion in the Balkanid and Carpathian area may be explained with the presumption, that a fault or a fault zone was created between them. It is possible that the Mures fault represents a fragment of this great fault rotated clockwise during the final folding of the Carpathians into the present position.

The spreading movement probably stopped at the end of the Lower Cretaceous. It was followed by a compressional stage towards the end of the Cretaceous, which led to the formation of nappes in the inner zone of the Carpathians. This compression most probably was due to the movement of the African plate, which separated from America and counterclockwise rotated (J. F. D e w e y et al., 1973) exerted pressure on the eastern part of the Mediterranean region. There are no indications that the folding of that time in the Carpathian area was due to a subduction. Neither there are calc-alkaline rocks which may be attributed to that phase. During the compressional phase the sialic crust of the outer

flysch basin was probably broken into blocks, some of which were uplifted above the sea-level and started to function as cordilleras, supplying immense amounts of material to the flysch basin.

W. Sikora (1976) presumes that the crust below the outer flysch basin underwent basification. According to R. Trümpy (1971, 1975a), in the Alps replacement of the lower part of the crust by denser matter is more probable than the mechanism of ocean floor spreading of the Atlantic type. He terms the crust with reduced „granitic” layer „para-oceanic” crust, which certainly is better than the misleading term „sub-oceanic” crust used by other authors. The formation of the para-oceanic crust in the Alpine area is indicated, according to Trümpy, by deep-sea sediments, in some instances resting directly on serpentinites, the presence of ophiolites and intensity of folding. Only the first argument may be used in the case of the Carpathian flysch basin, since it attained, although transiently, considerable depths (L. Koszarski & K. Żytko, 1965, M. Książkiewicz, 1975). Ophiolites are absent in the flysch zone, and the crystalline basement, unlike in the Alps, was not involved in the thrust movements: the flysch nappes were stripped off from it. Even if reduced in thickness by oceanization or subcrustal erosion, the crust beneath the flysch basin was of „granitic” type to the very end of the flysch sedimentation. This is indicated by immense amount of detrital sialic material present in all members of the flysch. No doubt, some of this material might have been supplied by sources situated outside the flysch basin, but the palaeocurrent analysis points clearly to important intrageosynclinal sources (M. Książkiewicz, 1960, 1962, M. & C. Dumitriu, 1968). During the folding huge blocks of granitic rocks were torn away from the basement by thrusting, as the case is in the outer Klippen zone (M. Książkiewicz, 1935).

The presence of calc-alkaline volcanic rocks on the inner side of the Carpathians constitutes the strongest argument in favour of the presumption that the flysch basin was underlain by an oceanic crust. Since the experiments of D. H. Green and A. E. Ringwood (1966) it has been believed that calc-alkaline magmas are generated by selective melting of eclogites, into which basaltic crust may be converted in deeply subducted zones. Also partial melting of basalts, if they are sufficiently „wet” or covered by sediments, may produce these magmas. The mechanism of underthrusting of the continental crust from the north and its melting (H. Stille, 1953) presents several difficulties. It is doubtful whether the sialic crust might have reached sufficient depths for melting. In addition, the basement of the flysch zone consisted mostly, as shown by the composition of exotic pebbles, of dehydrated metamorphic rocks, which, when melted, were unable to produce explosive andesitic magmas.

These difficulties may be left out, if we assume that the oceanic crust

of the flysch basin was subducted beneath the inner part of the Carpathians and there partly melted. However, as shown above, it is extremely difficult to prove the existence of such a crust on the outer side of the volcanic arc. Therefore other solutions should be sought. Tentatively, the following interpretation is proposed. The underthrust of the continental crust which existed beneath the flysch basin, dislodged the oceanic crust which during the spreading period had reached the southern flank of the flysch basin (Fig. 3B), broke it into slabs and pushed it below the „microplate” of the inner Carpathians, i.e, the Slovakian block with the Tatra region in the west and the Marmaros zone in the east. Under the push of the underthrusting some slabs reached the depths at which they might have been partly melted (Fig. 5). In this way the origin of the inner Carpathian volcanic arc may be connected with the idea of underthrusting.

The concept of underthrusting has been developed by several authors beginning with L. M r a z e c and I. P o p e s c u- V o i t e s t i (1914). Using the modern expression, one may call this movement „subduction”. The subduction of the European foreland is also presumed in the Alps, where the most intense gravity deficit is attributed to this subduction (R. T r ü m p y, 1975b). In the Western Carpathians the zone of the lowest gravity values is situated close to the Pieniny Klippen belt, where downbuckling of the crust has been found by deep seismic soundings (J. U c h m a n, 1973). Most probably, this downbuckling is due to the underthrusting.

The discussed underthrusting movement, in all probability was linked with the motion of the Eurasian plate, which split from the North America drifted south-east for a considerable distance (M. T a l w a n i & W. C. P i t m a n, 1972). Owing to this motion and the counterclockwise rotation of Africa (which started in the Eocene, A. G. S m i t h, 1971) converging movements acted in the zone lying between these two lithospheric plates (J. D e w e y et al., 1973). These movements caused the final compression in the Carpathian area.

It follows from the preceding remarks that it is very difficult in a simple way to apply the hypothesis of plate tectonics to the problem of the origin of the Carpathians. No actualistic models, which, incidently, seem to be simplified in many respects, as underlined by M. L e m o i n e (1973), may be applied here without objections. It seems that the origin of the Carpathians did not invoke the disappearance of the oceanic crust. The Carpathians may be interpreted as formed on the site of ensialic basins.