

## KORDYLIERY KARPAT ZACHODNICH W ŚWIELE TEKTONIKI PŁYT LITOSFERY

UKD 551.242.3.053:[001.5:551.242.5(4—924.51)]

Od czasów M. Lugeona, V. Uhliga, M. Limanowskiego przyjął się pogląd, że Karpaty mają budowę płaszczowinową. W poprzecznym przekroju Karpaty Zachodnie można podzielić na Karpaty wewnętrzne i zewnętrzne. Karpaty wewnętrzne są reprezentowane przez utwory osadowe wieku perm — cenoman oraz przez jądra krystaliczne wieku sylur — karbon. Ich sfałdowanie i inwersja nastąpiło przypuszczalnie w cenomanie — turonie. Najstarsza posttektoniczna pokrywa utworzyła się w emszerze (Myjawska Pahorkatina). W Tatrach zaczyna się ona w środkowym ceniecie.

Karpaty zewnętrzne są zbudowane w swej głównej masie z fliszu (górną jurą — akwitan). Idąc z N na S składają się one z następujących płaszczowin: 1) jednostka magurska; 2) grupa jednostek przedmagurskich (fałdy dukielskie, jednostka przedmagurska, jednostka grybowska); 3) jednostka śląska; 4) jednostka podśląska; 5) jednostka skolska (skibowa); 6) jednostka stebnicka.

Likwidacja geosynkliny nastąpiła tutaj w fazach popaleogeńskich. Przypuszczalnie wtedy oderwały się masy fliszowe od swego podłoża, uległy spłaszczonowaniu i nasunięciu ku N na młasy mioceńskie rowu przedgórnego założonego na podłożu platformowym.

Między Karpatami zewnętrznymi a wewnętrznymi ciągnie się bardzo skomplikowana struktura geologiczna nosząca w literaturze nazwę pienińskiego pasa skałkowego. Występujące tutaj warstwy reprezentują przedział wiekowy od triasu do oligocenu. Ze względu na fakt, że w pienińskim pasie skałkowym istnieją strefy, gdzie nie ma przerwy sedimentacyjnej pomiędzy utworami kredy a paleogenu, należy przyjąć, że pełna likwidacja cząstkowej geosynkliny pienińskiego pasa skałkowego nastąpiła dopiero w fazach popaleogeńskich. Biorąc za podstawę to ostatnie kryterium, pieniński pas skałkowy może być również zaliczony do Karpat zewnętrznych (ryc. 1).

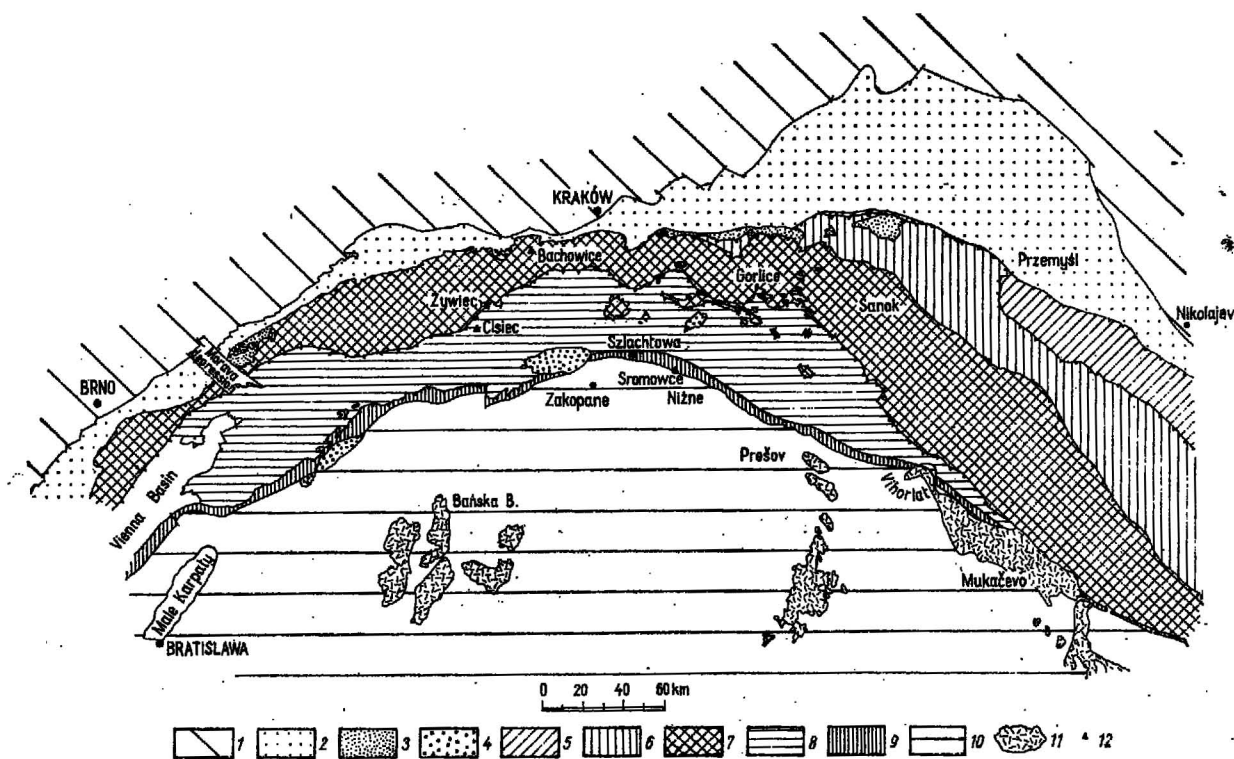
Dotychczas nie podejmowano zbyt wielu prób przedstawiających ewolucję Karpat w świetle tektoniki kier (płyt) litosferycznych. W rumuńskich Karpatach próbę taką podjęli Radulescu i Sandulescu (48), a w polskich Karpatach R. Ney (44).

Teoria płyt litosferycznych (Plate Tectonics) wyjaśnia tektoniczną i sejsmiczną aktywność dającą się śledzić obecnie w najwyższej, zewnętrznej warstwie Ziemi. Aktywność ta jest wynikiem oddziaływania na siebie określonej, niedużej liczby sztywnych płyt, których granice reprezentują pasy sejsmicznej działalności na kuli ziemskiej.

Ściśle rzecz biorąc, teoria ta wyjaśnia obecne zjawiska tektoniczne i sejsmiczne i daje możliwość przedstawienia ilościowego modelu kinematyki górnej warstwy kuli ziemskiej. Opierając się na tezie o aktualizmie geologicznym teorię tę możemy również stosować do wytłumaczenia zjawisk zachodzących w ubiegłych epokach geologicznych, jednak brak tego ważnego elementu, jakim są dane o trzęsieniach ziemi uniemożliwia — przynajmniej w chwili obecnej — opracowanie paleokinematycznego modelu dla poszczególnych okresów ubiegłych epok geologicznych (X. Le Pichon et al., 38). W sensie jakościowym, teoria ta pozwala jednak, w pewnym stopniu, odtworzyć kopalne krawędzie płyt litosferycznych, których są trzy główne kategorie: 1) akrecyjne krawędzie płyt (accreting plate margins) związane z pasami ofiolitowymi<sup>1</sup>, 2) konsumpcyjne krawędzie płyt (consuming plate margins) znaczone pasami produktów wulkanizmu andezytowego, 3) transformacyjne krawędzie płyt (transform plate margins). Dwa pierwsze typy krawędzi płyt litosferycznych dają się odtwarzać w paleorekonstrukcjach dość łatwo, odtworzenie jednak trzeciego typu jest bardzo trudnym zadaniem (J. F. Dewey, et al., 10).

Najpewniejszym kryterium do odtwarzania kopalnych krawędzi płyt są produkty działalności wulkanicznej. Biorąc pod uwagę ilość produktów tej działalności, Karpaty zewnętrzne łącznie z pienińskim pasem skałkowym należałoby zaliczyć do strefy miogeosynkinalnej. W ramach teorii tektoniki płyt tłumaczy się powstawanie magm bazaltowych lub andezytowych, w jednoznaczny sposób, niezależnie od ilości produktów działalności wulkanicznej, które się wydostały na powierzchnię lądu albo dna morskiego. Obecność andezytowego wulkanizmu nawet w tak małym zakresie, jak to jest obserwowane w zachodnich Karpatach zewnętrznych świadczy niezbicie, że zachodziło tam podsuwanie się jednej płyty litosferycznej pod drugą. Ostatnio próbuje się opracować pośrednie kryteria, które by pozwoliły na odtworzenie zjawisk związanych z względnym ruchem płyt litosfery wobec siebie. Może temu służyć interpretacja litofacji wapieni bulastych (amonitico rosso), znanych

<sup>1</sup> Przez pojęcie ofiolity rozumie się obecnie zestaw skał ultrazasadowych i zasadowych, odserpentynizowanych peridotytów i dunitów, które są uznawane za skały charakterystyczne dla górnego płaszczka ziemi aż do gabr bazaltów występujących w postaci intruzji w płaszczku osadowym dna oceanicznego. Uważa się, że taki profil jest charakterystyczny dla litosfery oceanicznej (R. G. Coleman, 8).



Ryc. 1. Mapa tektoniczna Karpat zewnętrznych.

Fig. 1. Tectonic map of the external Carpathians.

1 — platforma, 2 — rów przedgórski założony na podłożu platformowym, 3 — erozyjne resztki molas miocenijskich na fliszu Karpat zewnętrznych, 4 — zapadliska śródogórskie: T — Tencza, I — Ilawa, O — Orawa — Nowego Targu, N — Nowego Sącza; Karpaty zewnętrzne: 5 — jednostka stebnicka (wewnętrzna strefa rowu przedgórskiego założonego na podłożu geosynklynalnym), 6 — jednostka skolska (skibowa), 7 — jednostka podśląska, śląska, dukielska, grybowska, przedmagurska (nierozdzielone), 8 — jednostka magurska, 9 — pieniński pas skałkowy; 10 — Karpaty wewnętrzne, 11 — ważniejsze wystąpienia neogennych wulkanitów, 12 — występowanie produktów podmorskich wylewów magm andezytowych w polskich Karpatach.

1 — platform, 2 — foredeep founded on the platform, 3 — erosional relics of Miocene molasse on the Flysch in the external Carpathians, 4 — intermontane depressions: T — Tencza, I — Ilawa, O — Orava — Nowy Targ, N — Nowy Sącz; External Carpathians: 5 — Stebnik unit (internal zone of foredeep founded on geosynclinal basement), 6 — Skole unit, 7 — Subsliesian, Silesian, Dukla, Grybów and Przedmagurska units (not subdivided), 8 — Magura unit, 9 — Pieniny Klippen Belt, 10 — Internal Carpathians, 11 — major localities of Neogene volcanic rocks, 12 — products of submarine outflows of andesite magma in Polish part of the Carpathians.

np. z górnej jury jednostki ezorszyńskiej w pienińskim pasie skałkowym, jako utworów osadzonych na dryfujących oceanicznych podwodnych górach (sea-mounts).

W swej syntetycznej interpretacji ewolucji zachodniej Tetydy J. F. Dewey i współautorzy (10) nie zajęli stanowiska co do tego jaki typ skorupy ziemskiej istniał w strefie zewnętrznej geosynkliny Alp i Karpat. Strefę tę reprezentują również zewnętrzne Karpaty zachodnie. Niektóre aspekty ich ewolucji w świetle teorii płyt litosferycznych ze szczególnym uwzględnieniem roli kondylierów przedstawia niniejsze opracowanie.

#### PALEOGEOGRAFIA MORZA FLISZOWEGO KARPAT ZACHODNICH

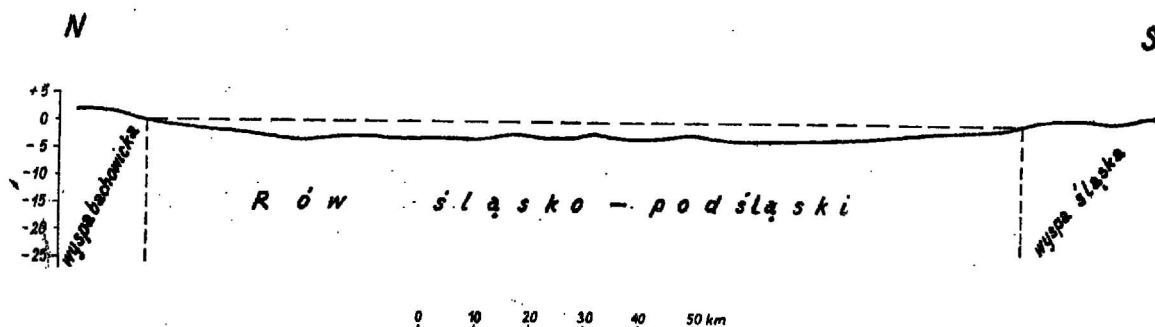
Od dawna wiadomo, że w utworach fliszu karpackiego występują mniejsze lub większe bloki skał krystalicznych i osadowych, które L. Hohenegger (1861) nazwał skałami egzotycznymi (obcymi). Spotyka się je prawie we wszystkich poziomach fliszu Karpat zewnętrznych. Bardziej szczegółowo dają się one badać w tektonicznych porwakach typu skałek andrychowskich. Wg J. Nowaka (45), który był twórcą klasycznego już dzisiaj obrazu paleogeografii morza fliszowego, od Sudetów do Dobruży ciągnęło się pasmo górskie zalane morzem, nad powierzchnią którego wystawały wyspy dostarczające materiału detrytycznego do stref depresyjnych (rowów fliszowych). Wyspy i dno morza pozostawały w stałym niepokoju tektonicznym, czego efektem była duża zmienność u-

tworów fliszowych. Wyspy w morzu fliszowym, wg J. Nowaka (45) reprezentowały zerodowane czoła piaszczewin hercyńskich.

Na podstawie teorii prądów zawieszinowych i głębokowodności fliszu M. Książkiewicz (35) przedstawił nowy obraz paleogeografii morza fliszowego. Oparty na tej koncepcji, a opracowany przez grupę uczniów M. Książkiewicza pod jego kierownictwem, „Atlas paleogeograficzno-facjalny polskich Karpat fliszowych” przedstawia morze karpackie w postaci podłużnych, wąskich rowów, w których osadzał się flisz znoszony prądami zawieszinowymi ze stożków nasypowych usypanych wokół tych wysp. Wyspy zostały przedstawione jako wąskie grzędy lądu. Nazywając te wyspy kordylierami M. Książkiewicz (35) uzasadnił równocześnie, że nie mają one nic wspólnego z embryonalnymi czołami piaszczewin w sensie E. Arganda (1916) i po raz pierwszy w polskiej literaturze geologicznej powiązał wyniesienia kordylierów z ruchem podskorupowych mas posuwających się od osiadających rowów w kierunku podnoszących się kordylierów. Wykazał też, że flisz Karpat polskich ma kilka przebiegających jednokierunkowo megarytmów sedymentacyjnych, związanych z podnoszeniem się lub osiadaniem kordylierów.

#### GŁĘBOKOŚĆ MORZA FLISZOWEGO

Według R. W. Fairbridge'a (12) istnieją zależności między strefami batymetrycznymi a formami morfologicznymi dna morskiego. Te zależności w obszarze między szelfem a równinami oceanicznymi przed-



Ryc. 2. Schematyczny przekrój batymetryczny przez rów śląsko-podśląski w cenomanie.

Fig. 2. Sketch bathymetric section through Silesian-Subsilesian trough in the Cenomanian.

stawiają się w sposób następujący: szelf kończy się skłonem kontynentalnym (wyspowym), którego nachylenie waha się od 3 do 6° (najczęściej 4°). Na stromym skłonie osady ulegają silnym ruchom masowym, wskutek czego są one przeważnie pozbawione nie skonsolidowanych osadów o większych miąższościach i często wychodzą tam na powierzchnię dna skały podłoża, nie wyjąwszy krystalicznych. Szerokość skłonów waha się od 20 do 100 km.

Skłon przechodzi w podnóże kontynentalne (continental rise), którego upady wahają się od 1°40' do 0°, a szerokość od 0 do 600 km, co oznacza, że w niektórych wypadkach skłon przechodzi bezpośrednio w podmorską (abisalną) równinę. Abisalne równiny zawdzięczają swoje powstanie pokryciem nierównego dna materiałem pochodzącym z prądów zawieszinowych. Miąższość tej pokrywy może wahać się od 0 do 5000 m. Osady kontynentalnego podnóża w większości są też pokryte osadami współczesnego fliszu. Nachylenie równin podmorskich jest bliskie 0° (od 1:1000 do 1:10 000).

Głębokość morza nad skłonem kontynentalnym waha się od 100–200 do 1400–3200 m, nad podnóżem kontynentalnym od 1400 do 5100, nad abisalnymi równinami zaś od 3200 do 6000 m i więcej. Według F. W. Fairbridge'a (12) strefy ekologiczne morza przedstawiają się następująco: nerytyczna — to masa wodna między 0 a 100–200 m głębokości; batialna strefa rozciąga się od 100–300 do 1000–4000 m głębokości. Górna granica strefy abisalnej występuje na głęb. ok. 2000 m, a w wielu wypadkach na głęb. 1000–3000 m, zgodnie z izotermą 4°, która rozgranicza rozprzestrzenianie się endemicznych form. Granica między strefą batialną a abisalną w strefie polarnej jest bardzo niewyraźna.

W rezultacie ostatnio prowadzonych badań oceanograficznych została wydzielona jeszcze dodatkowo ultraabisalna strefa (chadałna) występująca w rowach i zapadliskach oceanicznych, na głębokościach większych od 6000–7000 m. Z powyższego zestawienia widać, że utwory równin abisalnych mogą się tworzyć w równym stopniu w ekologicznej strefie batialnej, jak i abisalnej.

Facjalna granica między wapiennymi i niewapiennymi osadami jest nazywana głębokością kompensacyjną  $\text{CaCO}_3$  (CCD). W cięciu poziomym jest to linia intersekcyjna powstała w wyniku przecięcia się powierzchni CCD z lokalną topografią dna morskiego. W równikowych obszarach oceanów powierzchnia ta przedstawia wgłętą panew, której brzegi podnoszą się w kierunku kontynentów. Nieco wyżej od CCD leży otwornicowa głębokość kompensacyjna (FCD), na której całkowitemu rozpuszczeniu ulegają wapienne skorupki otwornic.

CCD powstała w wyniku różnych procesów i odzwierciedla warunki zarówno przypowierzchniowych wód, jak i dużych głębi. Każdy basen oceaniczny ma swoją własną powierzchnię CCD i w każdym basenie powierzchnia CCD zmienia się w czasie, odzwierciedlając zmiany klimatyczne, oceanograficzne i geologiczne (W. H. Berger, 2). W związku z tym dokład-

ne ustalenie głębokości położenia CCD dawniejszych epok geologicznych, w różnych obszarach ziemi, napotyka duże trudności, które pogłębiają się w strefach, gdzie sedimentacja odbywała się za pomocą prądów zawieszinowych. Osady te, przemieszczone ze stref leżących powyżej CCD na większe głębokości, mogą zawierać wapienne skorupki otwornic, które wskutek bardzo szybkiej sedimentacji poszczególnych ławic nie ulegają rozpuszczeniu (np. utwory prądów zawieszinowych w ultraabisalnych rowach oceanicznych; W. R. Fairbridge, 12). W wypadku fliszu wskaźnikami mogącymi określić głębokość CCD są utwory autochtoniczne — ility, łożupki, jednakże rozróżnienie łożupków i mułowców autochtonicznych od redeponowanych jest często bardzo trudne. CCD w Oceanie Atlantyckim leży na głęb. 4000–5000, na Pacyfiku — nieco głębiej.

W autochtonicznych osadach oceanicznych przejście osadów zawierających duży procent (90% i więcej)  $\text{CaCO}_3$  do osadów pozbawionych  $\text{CaCO}_3$  jest stopniowe, w miarę wzrastających możliwości rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$  na dnie morza (Hsü i Andrews, fide W. H. Berger, 2). Autorzy ci wydzili 5 typów osadów morskich o różnym stopniu rozpuszczenia w nich  $\text{CaCO}_3$ : 1) alityczny ( $\text{CaCO}_3$  nie rozpuszczony), 2) eolityczny (pierwsze oznaki rozpuszczenia wapiennego osadu), 3) oligolityczny (mała ilość rozpuszczonego  $\text{CaCO}_3$ ), 4) mezolityczny (średnio rozpuszczony  $\text{CaCO}_3$ ) i 5) hololityczny ( $\text{CaCO}_3$  w całości rozpuszczony).

W zależności od stopnia rozpuszczania skorupki otwornic, w oceanach, w autochtonicznych osadach wydziela się również strefę graniczną między obszarem, gdzie są dobrze zachowane skorupki otwornic a obszarem, gdzie są już zupełnie rozpuszczone. Wysokość granicznego obszaru między litofacjami wapienistymi i bezwapienistymi, zwanego lizokliną, może wynosić kilkaset metrów w strefach ciepłych; gdzie zachodzi duża produkcja planktonu. W kopalnych osadach strefę lizokliny jest dużo łatwiej wyznaczyć niż samą CCD.

Na podstawie powyższych stwierdzeń widać, jak trudne jest określenie głębokości morza fliszowego. W polskiej literaturze geologicznej podjęto dwie próby określenia głębokości karpacciego morza fliszowego. L. Koszarski i K. Żytko (29) przyjmują, że flisz karpaccy osadzał się poniżej szelfu na różnych głębokościach, aż do głębokości poniżej CCD. Szczególnie duże głębokości morze fliszowe osiągnęło w rowach w cenomanie (pstre ilarne łupki z radiolarytami) i w dolnym eocenie (pstre łupki ilarne). W tym samym czasie na obszarze wyniesień osadzały się wapienne ility organogeniczne (globigerynowe i globotrunkanowe).

W kredzie i w eocenie karpaccie morze fliszowe znajdowało się w strefie ciepłej (M. Książkiewicz, 31). W dzisiejszych morzach i oceanach dolny zasięg ilarne globigerynowe, które zawierają od 30%  $\text{CaCO}_3$  waha się między głęb. 2000–3000 m (morze Flores: 2000 m; morze Banda: 2500–3000 m; morze Sulawesi: 2000 m), tylko wyjątkowo w morzu Sulu ility globigerynowe

osadzają się na głęb. 2000—4500 m (R. W. Fairbridge, 12). Kopalnymi wapiennymi łami otwornicowymi w Karpatach fliszowych są otwornicowe margle (globotruncanowe i globigerynowe) rozwinięte głównie w górnej kredzie i niższym paleogenie jednostki podśląskiej, przedmagurskiej oraz w pienińskim pasie skałkowym. Przez analogię do osadów współczesnych należy więc sądzić, że karpackie margle otwornicowe nie osadzały się głębiej niż 3000 m. Głębszym osadem są w morzach i oceanach m. in. czerwone łyłki i gliny. Osadzają się one na głęb. 4000—6000 m. Ich kopalnym odpowiednikiem w Karpatach fliszowych są pstry (czerwone i zielone), łyłki i gliny.

W wyższym cenomanie, kiedy to geosynklina fliszowa osiągnęła największe głębokości (L. Koszarski, K. Żytko, 29; M. Książkiewicz, 31), a kordyliery nie dostarczały grubszego materiału detrytycznego, w pstrych łyłkach tworzyły się wkładki radiolarytów oraz koncentracje manganowe (F. Bieda et al., 1963). Te ostatnie charakteryzują się podwyższoną zawartością nikielu (2,36% NiO) i tytanu (0,9% TiO<sub>2</sub>) (Z. Sujkowski, 56), a pstry łupki cenomanu i turonu wykazują mineralizację miedzią pochodzącą z wody morskiej (H. Gruszczak, B. Ostrowski, 16). W pstrych łupkach cenomańskich stwierdzono również podwyższoną zawartość nikielu (Z. Sujkowski, 56).

Od dawna już jest znane szerokie występowanie koncentracji manganowych na dnie oceanów. Ich cechą charakterystyczną, na obszarach leżących z dala od brzegów kontynentalnych dostarczających większych ilości materiału detrytycznego, jest właśnie podwyższona zawartość nikielu do 2% i tytanu do 1,7% (R. W. Fairbridge, 12), co podkreśla jeszcze bardziej analogię między czerwonymi łami głębinowymi, a czerwonymi i zielonymi łyłkami fliszu karpackiego.

Tak wyraźne analogie między litofacjami głębinowych mórz i oceanów a fliszem karpackim nie mogą być rzeczą przypadku. Biorąc za podstawę te analogie możemy przyjąć, że np. w Karpatach fliszowych, w paleocenie, dno morza na podmorskich wyniesieniach, takich jak wyniesienie podśląskie, znajdowało się maksymalnie na głębokości 3000 m, czego dowodem jest obecność wapienistych łyłków globigerynowych, dno zaś rowów, w których osadzał się flisz zawierający wkładki czerwonych łupków łyłkowych, znajdowało się na głębokościach leżących między izobatą 3000 i 5000 m. M. Książkiewicz (31) przyjął, na podstawie szerokiego wachlarza kryteriów, że w niższym eocenie dno rowu skolskiego znajdowało się na głębokości CCD lub nieco powyżej, a dno rowu magurskiego w paleocenie — powyżej CCD. Jeśli przyjąć, że CCD w paleocenie — dolnym eocenie znajdowało się na głęb. 4000—5000 m, to głębokość wyżej wymienionych rowów może być oceniona na 3500—4500 m, co daje podobne wyniki, jak w wypadku stosowania kryteriów facjalnych.

#### SZEROKOŚĆ MORZA FLISZOWEGO

Autorzy atlasu stratygraficzno-facjalnego (M. Książkiewicz et al., 30) przyjęli, że szerokość basenu fliszowego bez pienińskiego pasa skałkowego wynosiła w senonie ok. 160 km. Szerokość rowów wynosiła w tym ujęciu 65—75 km, a szerokość wysp ok. 12 km. R. Unrug (59, 60), który szczegółowo badał historię kordyliery śląskiej (oddzielającej basen magurski od śląskiego), ocenił jej szerokość na 18 km, czego konsekwencją było wyliczenie, że w okresie senonu i paleocenu została zdarta z wyspy śląskiej pokrywa o miąższości 10 km, głównie skał plutonicznych i metamorficznych. Wydaje się to mało prawdopodobne, chociażby ze względu na izostazję, gdyż trzeba by przyjąć, że wąski blok skorupy kontynentalnej podniósł się izostaticznie o 10 km, co wymagałoby istnienia korzenia skorupy ziemskiej o dużej grubości. Jest bardziej prawdopodobne, że wyspa śląska miała dużo większą szerokość niż 18 km, o czym świadczyłaby duża ilość drobnoziarnistych osadów dostarczanych przez tę wyspę zarówno do basenu śląskiego, jak i magurskiego (M. Książkiewicz et al., 30). Trzeba jednak powiedzieć, że obecnie nie dysponujemy żadnymi jednoznacznymi kryteriami pozwalającymi na obliczenie wielkości wysp w morzu fliszowym. Nie ma więc żadnych argumentów dla od-

rzucenia tezy, że wyspa śląska wielkością obszaru dorównywała np. wyspie Timor, która ma ok. 70 km szerokości.

Szerokość basenów (rowów) fliszowych jest również trudna do ustalenia, niewątpliwie jednak łatwiejsza niż szerokość wysp, chociażby ze względu na fakt, że przynajmniej część zawartości tych rowów jest obecnie dostępna w postaci nasuniętych na siebie sfałdowanych mas fliszowych.

Badania ostatnich lat, a zwłaszcza wierceń prowadzone w Karpatach przez Instytut Geologiczny i przemysł naftowy udowodniły, że flisz karpacki ma budowę skibowo-luskową (L. Koszarski, W. Sikora, 26). Tak więc, trzeba przyjąć, a priori dużo szerszą strefę sedimentacyjną rowów fliszowych niż by to wynikało z prostego rozciągnięcia fałdów. Przykładowo osady paleocenu płaszczowiny magurskiej (górną część warstw ropianieckich<sup>2)</sup> występują obecnie na południku Krakowa w pasie o szerokości 50 km. Gdyby przyjąć tylko dwukrotnie większą szerokość obszaru sedimentacji (co jest w mojej opinii wartością zaniżoną), to otrzymamy wartość 100 km, przy trzykrotnym poszerzeniu — 150 km (ryc. 2).

Gdyby przyjąć, że skłony kordyliery: śląskiej i magurskiej (południowej brzeżnej) wynosiły ok. 4°, a ich szerokość 20—40 km, należałoby do powyżej wyliczonych wartości dodać ok. 40—80 km, aby otrzymać szerokość rowu magurskiego w paleocenie. Tak więc, szerokość pojedynczego rowu fliszowego (intra-geosynkliny) wynosiłaby 140—230 km. Ponieważ w polskich zachodnich Karpatach fliszowych występują trzy główne rowy: 1) magurski, 2) śląski, 3) skolski (M. Książkiewicz et al., 30), to łączna szerokość morza fliszowego wyniosłaby 440—690 km. Aby otrzymać pełną szerokość geosynkliny fliszowej należałoby dodać do tej wartości szerokość: północnej kordyliery brzeżnej (dębickiej), ograniczającej row skolski od N; kordyliery sanockiej, leżącej między rowem skolskim i śląskim; kordyliery śląskiej, ograniczającej od S row śląski i kordyliery brzeżnej południowej (magurskiej). Gdyby przyjąć, że wyspy te miały 50—70 km szerokości, to do uprzednio otrzymanej wartości powinno się dodać jeszcze dodatkowo 200—280 km. Tak więc, w sumie otrzymamy wartość ok. 700—1000 km. Byłaby to szerokość morza (oceanu) północnych Karpat fliszowych w górnej kredzie — paleocenie.

Reasumując można stwierdzić, że morze fliszowe z całą pewnością nie było morzem szelfowym, ale że dno jego stanowiło albo podnóże kontynentalne (wyspowe), albo równinę podmorską (abisalną). Morze fliszowe Karpat zewnętrznych było morzem głębokim i pewne dane wskazują, że miało ono ściśły związek z oceanem światowym.

#### ZWIĄZKI MORZA FLISZOWEGO Z OCEANEM ŚWIATOWYM

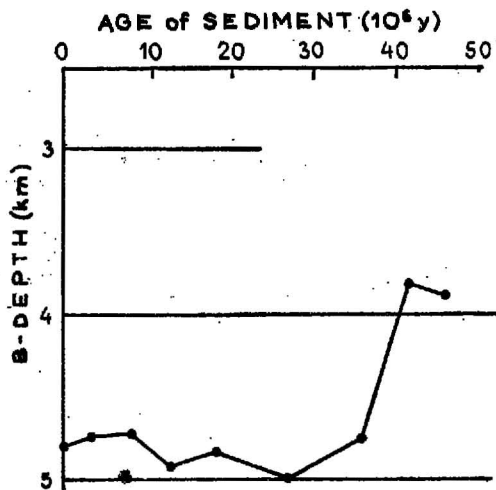
Obecność kopalnych facji oceanicznych (czerwone i zielone łyłki, margle otwornicowe) w Karpatach fliszowych zdają się wskazywać na szerokie połączenie geosynkliny Karpat zewnętrznych z oceanem światowym i dlatego globalne zmiany warunków fizyczno-chemicznych na obszarze oceanu światowego powinny się również odzwierciedlić w jakiś sposób w oceanie Karpat fliszowych.

Na podstawie typu skał autochtonicznych L. Koszarski (24) wydzielił w Karpatach polskich trzy etapy rozwoju geosynkliny Karpat fliszowych:

- 1) jurajsko-dolnokredowy, ciemne osady łyłki przewietrzanego morza w części przydennej (J<sub>3</sub> — C<sub>1</sub>);
- 2) górnokredowopaleogeński, osady zielone i czerwone dobrze przewietrzanego morza w części przydennej (C<sub>2</sub> — E<sub>3</sub>);
- 3) oligoceński — ciemne osady łyłki przewietrzanego morza w części przydennej (O<sub>1</sub>).

Na granicy poszczególnych etapów, a więc w wyższym cenomanie i na samym początku oligocenu osadziły się skały krzemionkowe wraz z związanymi z nimi tufami (L. Koszarski, T. Wieser, 28 oraz T. Wieser — materiały nie publikowane), pochodzącymi z subaeralnych wybuchów magm andezytowych.

<sup>2)</sup> Dolna część warstw ropianieckich (noceramowych) jest wieku senońskiego.



Ryc. 3. Wahania CCD w równikowej części Pacyfiku w ciągu ostatnich 50 mln lat. Na odciętych wiek w mln lat, na rzędnych głębokość w km (wg W. H. Berger, 1973).

Fig. 3. CCD oscillations in equatorial part of the Pacific during the last 50 m. y.; age (in m. y.) on abscissa and depth (in km) on ordinate- y-axis (after W. H. Berger, 1973).

Podobne etapy rozwoju, jak się okazało, dają się również wydzielić w Alpach i na Kaukazie, a więc w całej zachodniej Tetydzie. Są one związane ze zmianą planu strukturalnego tej części poligeosynkliny (L. Koszarski, W. Sikora, 25).

Grzbiety śródoceaniczne zajmują 33% powierzchni oceanów. Szybkość „sea floor spreading” nie jest stałą wielkością, ale okresy szybkiego rozrastania się przeplatają się z okresami wolniejszego ruchu. W czasie szybkiego ruchu grzbiety się podnoszą, co ze względu na ich ogromną powierzchnię musi powodować pozytywny eustatyczny ruch morza wiążący się z transgresją (T. Wilson, 72). Analizując zmiany szybkości rozrastania się grzbietu śródoceanicznego P. R. Vogt i in. (63) wydzielił kilka etapów rozwoju północnego Atlantyku.

Na granicy jury i kredy, a więc w początkowym okresie pierwszego etapu rozwoju geosynkliny Karpat fliszowych atlantycki grzbiet śródoceaniczny podniósł się (okres powstania „Bermuda discontinuity”), co spowodowało powstanie bariery dla głębiny wymiany wód, czego wynikiem było powstanie ciemnych osadów źle przewietrzonego morza na zachodnim Atlantyku i w całej zachodniej Tetydzie.

Grzbiet śródatlantycki ponownie obniżył się ok. 110–100 milionów lat temu, co przypuszczalnie spowodowało dobrą wymianę głębinnych wód między zachodnim Atlantykiem i zachodnią Tetydą. To pogłębienie zostało zarejestrowane m. in. w osadach północnego skłonu rowu Puerto Rico, gdzie nad cenomańskimi wapieniami z *Rotalipora appenninica* Rentz osadzały się aż do niższego trzeciorzędu głębokowodne ily krzeminkowe (A. J. Natwaik, 43).

Przełom między dolną i górną kredą jest dla Karpat fliszowych szczególnie ważny, gdyż pojawia się wtedy po raz pierwszy kwaśny wulkanizm typu andezytowego (W. Nowak, T. Wieser, 46; T. Wieser — materiały nie publikowane). Były to potężne wybuchy naziemnych wulkanów porównywalnych z wybuchem Krakatau, za czym przemawia intensywny rozwój planktonu krzemionkowego w całej zachodniej Tetydzie (O. Samuel, 49).

Z tego porównania wynika, że początek drugiego etapu rozwoju Karpat, Alp i Kaukazu, który przypada na cenoman, pokrywa się dość dokładnie ze zmianą szybkości „sea floor spreading” w północnym Atlantyku. Duże zmiany w „sea floor spreading” na-

stąpiły także 77 mln i 60 mln lat temu, a więc w niższym senonie oraz na przełomie paleocenu i eocenu (P. R. Vogt et al., 63).

W Karpatach fliszowych, po okresie dość spokojnej sedimentacji w cenomanie i turonie, znaczącej rozwojem czerwonych łów głębinowych w rowach fliszowych, zaczął się w niższym senonie okres masowego dostarczania materiału detrytycznego do tych rowów (warstwy godulskie i istebniańskie, warstwy inoceramowe) (M. Książkiewicz et al., 30). Powtórzenie warunków cenomańsko-turońskich nastąpiło w Karpatach na przełomie paleocenu i eocenu, co również zaznaczyło się rozwojem czerwonych łów głębinowych. Tak więc te dwie ostatnie duże zmiany w szybkości „sea floor spreading” w niższym senonie oraz na przełomie paleocenu i eocenu również znalazły odzwierciedlenie w warunkach sedymentacyjnych Karpat fliszowych.

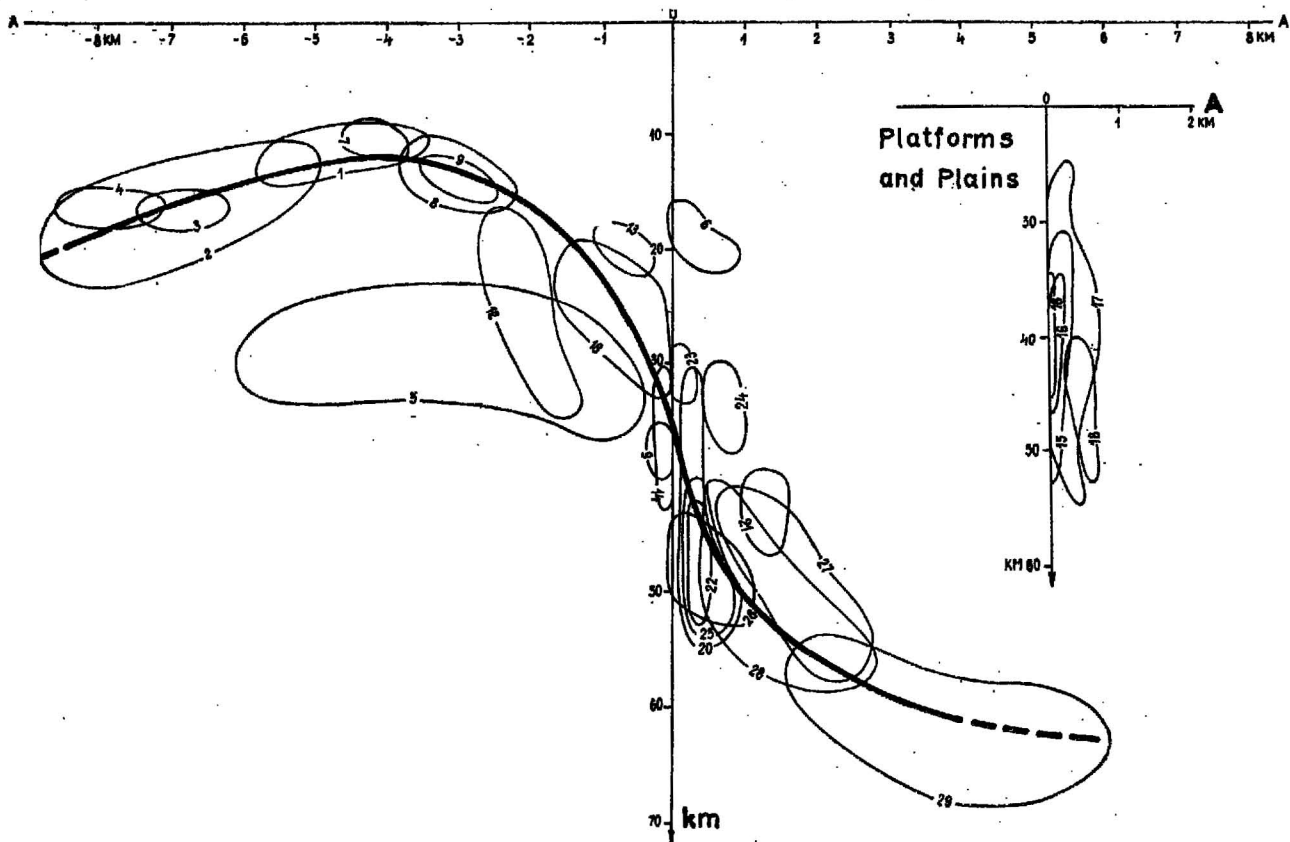
Na przełomie eocenu i oligocenu, a więc w okresie przejścia drugiego etapu rozwoju geosynkliny Karpat fliszowych w trzeci etap pojawiły się nagle nad autochtonicznymi skałami ilastymi w rowach fliszowych margle otwornicowe (podmenilitowe margle globigerynowe). L. Koszarski i K. Żytko (29) wyjaśniają to nagłe pojawienie się osadów marglistych jako wynik podniesienia się dna całej geosynkliny północnych Karpat fliszowych. Wydaje się, że przyczyną tej zmiany jest inna. Ostatnie wyniki badań oceanograficznych wskazują, że to nagłe pojawienie się autochtonicznych osadów wapiennych ma związek z gwałtownym obniżeniem się CCD na przełomie eocenu i oligocenu. Na Pacyfiku, który miał w tym czasie w przeciwieństwie do Atlantyku, swobodne głębinowe połączenie z Tetydą, obniżenie to wyniosło ok. 1000 m (W. H. Berger, 2). Ta gwałtowna zmiana przypada dokładnie na okres sedimentacji pomenilitowych margli globigerynowych (ryc. 3). Opisane zjawiska dowodzą, że geosynklina Karpat fliszowych miała ścisłe związki z oceanem światowym i była jego składową częścią.

#### PRZYPUSZCZALNA BUDOWA I GRUBOŚĆ SKORUPY ZIEMSKIEJ W GEOSYNKLINIE KARPAT ZACHODNICH

Do przełomu triasu i jury Prakarpaty, to jest obszar, na którym rozwinęła się geosynklina Karpat fliszowych, były częścią składową orogenu hercyńsko-kaledońskiego (J. Nowak, 45). Obszar ten miał skorupę kontynentalną, której grubość przypuszczalnie niezbyt odbiegała od tej, jaką obserwujemy dzisiaj na przedpolu Karpat, tj. średnio 40 km (W. B. Sołogub et al., 54). Jeśli jednak weźmiemy pod uwagę, że po fałdowaniach kaledońskich i hercyńskich mógł się utworzyć „korzeń”, grubość skorupy ziemskiej na przedpolu Karpat mogła być większa niż to obecnie obserwujemy.

Odtworzenie ewolucji litosfery od momentu utworzenia się epihercyńskiej kontynentalnej skorupy do utworzenia się alpejskiego „korzenia” pod Karpatami jest bardzo trudne i ze względu na małą ilość danych bardzo hipotetyczne. Zarys tej ewolucji może być odtworzony wyłącznie w kategoriach jakościowych. Jak już wspominałem we wstępie, jej ilościowe odtworzenie przypuszczalnie nigdy nie będzie możliwe, ze względu na fakt, że układy paleokinematyczne ubiegłych epok geologicznych są nieodtworzalne.

Przeprowadzone w ostatnich latach badania geofizyczne i oceanograficzne wykazały, że istnieje dość ścisła zależność między grubością skorupy ziemskiej a położeniem górnej powierzchni litosfery w stosunku do poziomu morza (ryc. 4). Z danych tych wynika, że morza (poza epikontynentalnymi) mają zawsze cieńszą skorupę niż skorupa kontynentalna. Im cieńsza jest ona tym morze jest głębsze. Równocześnie w miarę cienienia skorupy zmienia się jej charakter. Zanika warstwa granitowa i pod głębinami morzami skorupa jest prawie w całości zbudowana z warstwy bazaltowej. Strefy przejściowe między kontynentami i wyspami a oceanami mają pośredni typ skorupy ziemskiej, wśród których A. Kosminkaja (23) wydzieliła dwa typy: suboceaniczny i subkontynentalny (ryc. 5).



Ryc. 4. Zależność między głębokością zalegania powierzchni M i położeniem powierzchni ziemi w stosunku do poziomu morza (wg N. A. Bielajewskiego et al., 1974).

Fig. 4. Interdependence between the depth of occurrence of M-surface and the position of land surface in relation to the sea level (after N. A. Bielajewski et al., 1974).

Oceany i łuki wyspowe: 1 - dalekowschodni brzeg Pacyfiku, 0 do -5000 m; 2 - kurylski głębokowodny rów, do -10 542 m, 3 - aleucki głębokowodny rów, do -7822 m, 4 - japoński głębokowodny rów, do -8412 m, 5 - zewnętrzny skłon kurylskiego łuku wyspowego, 0 do -1000 m, 6 - kurylski łuk wyspowy, 0 do +700 m.  
 Morza marginalne: 7 - Morze Beringa, do -3782 m, 8 - Morze Japońskie, 0 do -3669 m, 9 - Morze Ochockie, basen południowy, od -2000 do -3291 m, 10 - centralny i północny basen Morza Ochockiego, 0 do -2000 m, 11 - Morze Barentsa, 0 do -326 m.  
 Morza wewnątrzkontynentalne: 12 - Morze Czarne, 0 do -2185 m, 13 - basen południowokaspijski, 0 do -985 m, 14 - centralna i północna część Morza Kaspijskiego, 0 do -870 m.  
 Platformy i płyty: 15 - wschodnioeuropejska równina (płyta rosyjska), 0 do 300 m, 16 - krymski rejon prze-kaukaski, 0 do 200 m, 17 - płyta turańska, od -26 do 200 m, 18 - zachodniosyberyjska platforma, 0 do 200 m, 19 - platforma centralnosyberyjska, 200 do 600 m.  
 Niskie góry: 20 - Kazachstanu, 200 do 1200 m, 21 - góry Krymu, 0 do 1500 m, 22 - Ural, 200 do 1600 m, 23 - Kopet-Dag, 200 do 1700 m.  
 Średnie góry: 24 - góry NE części ZSRR, 200 do 2200 m, 25 - Karpaty, 200 do 2200 m, 26 - Zakaukazie, 200 do 2700 m.  
 Wysokie góry: 27 - Kaukaz, 200 do 5633 m, 28 - Tien-szan, 500 do 5474 m, 29 - Pamir, 500 do 7475 m.

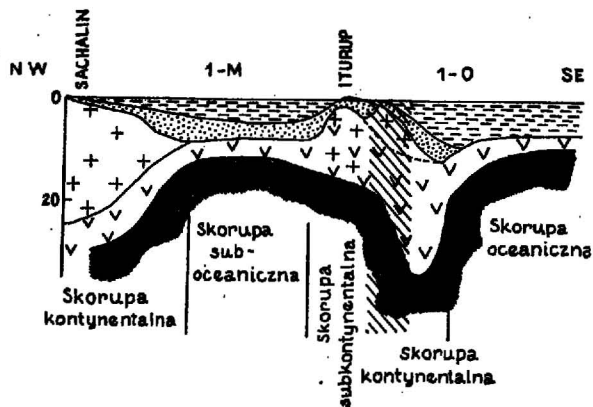
Oceans and island arcs: 1 - Far-East margin of the Pacific, 0 to -5000 m; 2 - Kuril Is. deep trough, down to -10 542 m, 3 - Aleutian Is. deep trough, down to -7822 m, 4 - Japan deep trough, down to -8412 m, 5 - external slope of Kurile island arc, 0 to -1000 m, 6 - Kurile island arc, 0 to +700 m. Marginal seas: 7 - Bering Sea, to -3782 m, 8 - Japan Sea, 0 to -3669 m, 9 - Okhotsk Sea, southern part, -2000 to -3291 m, 10 - Okhotsk Sea, central and northern parts, 0 to -2000 m, 11 - Barents Sea, 0 to -326 m.  
 Intracontinental seas: 12 - Black Sea, 0 to -2185 m, 13 - Caspian Sea, southern part, 0 to -985 m, 14 - Caspian Sea, central and northern parts, 0 to -800 m.  
 Platforms and plates: 15 - East-European plain (Russian Plate), 0 to 300 m, 16 - Crimea part of Fore-Caucasus region, 0 to 200 m, 17 - Turan plate, -26 to 200 m, 18 - West-Siberian Platform, 0 to 200 m, 19 - Central-Siberian Platform, 200 to 600 m. Low mountains: 20 - mountains of Kazakh S.S.R., 200 to 1200 m, 21 - mountains of Crimea, 0 to 1500 m, 22 - Ural, 200 to 1600 m, 23 - Kopet-Dagh, 200 to 1700 m.  
 Medium-high mountains: 24 - mountains of NE par of the U.S.S.R., 200 to 2200 m, 25 - Carpathians, 200 to 2200 m, 26 - Trans-Caucasus, 200 to 2700 m. High mountains: 27 - Caucasus, 200 to 5633 m, 28 - Tien Shan, 500 to 5474 m, 29 - Pamirs, 500 to 7475 m.

Biorąc za podstawę wymienioną korelację między grubością i typem skorupy ziemskiej można się pokusić o odtworzenie w zarysie zmian, jakim ulegała skorupa ziemska w morzu Karnat zewnętrznych wskutek zmian batymetrycznych. Określenie głębokości morza w okresie przedfliszowym, to jest w jurze, jest trudne i kontrowersyjne. Ostatnio takie facje, jak margle i wapień posidoniowe, „Biancone”, a przede wszystkim radiolaryty uznaje się za facje oceaniczne. Niektórzy badacze uważają, że przynajmniej część górnourajskiej serii radiolarytowej osadzała się poniżej CCD (J. F. Dewey et al., 10).

m. in. czarnych ilów z syderytami (M. Książkiewicz, 33). Na południowym krańcu morza Karpat zewnętrznych, w pienińskim pasie skałkowym facje batialne pojawiają się w bajosie w postaci ciemnych łupków z *Posidonia (Bostira)* (L. Horwitz, 20). Pojawienie się górnourajskich radiolarytów w rowach częściowej geosynkliny pienińskiego pasa skałkowego (przykrytych następnie wapieniami tintinidowymi) oraz wapieni kalpionellowych tytonu w rynnach bachowickiej, czetechowickiej i śląskiej, równocześnie z facjami rafowymi typu wapieni sztramberskich (M. Książkiewicz, 30) osadzającymi się na wyniesieniach, świadczy o wyraźnym już zróżnicowaniu batymetrycznym dna morza w górnej jurze.

W geosynklinie Karpat zewnętrznych facja batialna w postaci czerwonych wapieni posidoniowych z Bachowic pojawiła się w batonie i była poprzedzona sedymentacją płytkowodnych (nerytycznych) utworów,

W skałkach andrychowskich stanowiących porwak tektoniczny jednostki śląskiej, gdzie tyton jest roz-



Ryc. 5. Przekrój przez skorupę ziemską łuku kuryleckiego (wg J. P. Kosminkaya, 1963).

Fig. 5. Section through Earth crust of Kurile island arc (after J. P. Kosminkaya, 1963).

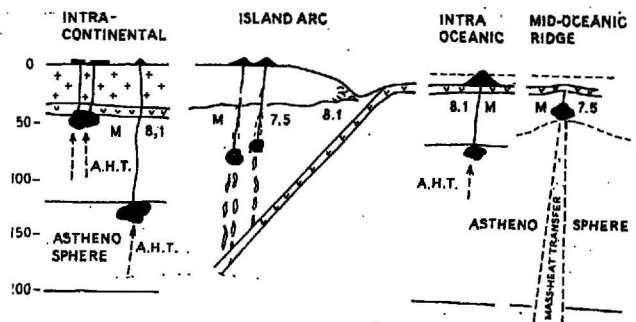
winięty w facji rafowej, jura transgreduje na skałach krystalicznych typu granitoidów. Świadczy to o tym, że skorupa ziemska pod wyniesieniami, w swej górnej części miała warstwę granitową, przypuszczalnie typu subkontynentalnego. Podobny typ skorupy ziemskiej znajdował się prawdopodobnie pod wyniesieniami w cząstkowej geosynklinie pienińskiego pasa skałkowego. Pod większą częścią tytońskich rowów skorupa miała raczej charakter suboceaniczny lub nawet oceaniczny, za czym przemawiają facje z *Bositra* i facje tintinidowe<sup>3</sup>).

Reasumując należy stwierdzić, że geosynklina Karpat zewnętrznych rozwijała się w kierunku stałego cienienia skorupy ziemskiej oraz w kierunku zmiany kontynentalnego typu skorupy ziemskiej na oceaniczny. Obecność grubej skorupy ziemskiej pod górotworem karpackim świadczy o tym, że w końcowej fazie rozwoju geosynkliny Karpat zewnętrznych musiał nastąpić odwrotny proces, tj. zamiana skorupy typu oceanicznego (suboceanicznego) na kontynentalny. Zamiana skorupy kontynentalnej na oceaniczną oraz proces odwrotny wydaje się dzisiaj faktem niepodważalnym, podobnie jak to, że zmianami tymi rządzi zmieniające się pole ciepłe poszczególnych części kuli ziemskiej.

Teoria tektoniki płyt litosferycznych przyjmuje, że nowa skorupa ziemska typu oceanicznego tworzy się na grzbietach śródoceanicznych przy akrecyjnych krawędziach płyt (accretory plate margins), jest zaś konsumowana w strefach łuków wyspowych i kontynentów, w konsumpcyjnej strefie granicznej (consuming plate boundary) między płytami. Morfologicznym wyrazem strefy konsumpcji są rowy oceaniczne związane z łukami wyspowymi oraz aktywne łańcuchy górskie. Ze strefami konsumpcji i z akrecyjnymi krawędziami płyt jest związany odrębny specyficzny typ wulkanizmu (X. Le Pichon et al., 38). Bazalty tworzą się w strefie ryftowej grzbietów śródoceanicznych, a na obszarze łuków wyspowych i brzegów kontynentów ulegają subdukcji przekształcając się równocześnie w eklogity, z których są wytapiane wapienno-alkaliczne andezyty.

Większość badaczy jest obecnie zdania, że magmy tworzą się w górnym płaszczu (ryc. 6) i, co więcej, uważa się, że wulkanizm jest odbiciem procesów zachodzących w górnym płaszczu ziemi i dlatego cha-

<sup>3</sup> Mechanizm powstania dna oceanicznego, szczególnie w małych oceanach typu Zatoki Adefńskiej czy Kalifornijskiej oraz morzach marginalnych (marginal sea) nie jest jasny (J. T. Wilson, 72; B. C. Heezen, 19). Wydaje się pewne, że proces tworzenia się nowego dna oceanicznego wiąże się z anormalnym stanem górnego płaszczu, czego wynikiem jest wzmożona produkcja ciepła. Ten dodatkowy przyrwy ciepła jest elementem wiążącym różne koncepcje powstawania nowego dna oceanicznego od „sea floor spreading” do koncepcji erozji subkrustalnej Van Bemmellena (61).



Ryc. 6. Schemat typu wulkanizmu na kuli ziemskiej: M — Moho, A.H.T. dodatkowy przenośnik ciepła (wg G. S. Gorszkow, 1972).

Fig. 6. Scheme of type of volcanism on the globe: M — M-surface, A.H.T. — additional heat transfer (after G. S. Gorszkow, 1972).

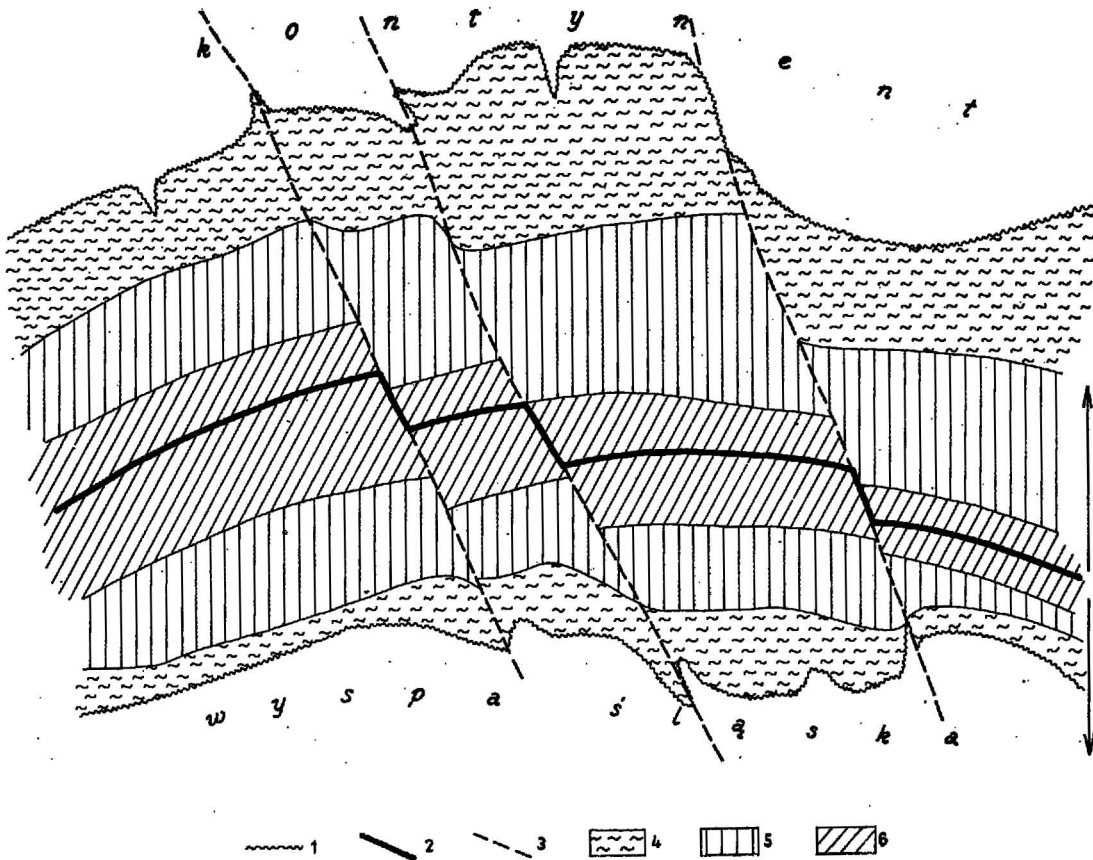
rakter wulkanizmu może być uważany za wskaźnik składu i stanu zachowania górnego płaszczu ziemi (G. S. Gorszkov, 15). Przy braku danych o rozkładzie trzęsień ziemi i potoków cieplnych w dawnych epokach geologicznych, produkty działalności wulkanicznej są jednym z bardzo ważnych bezpośrednich wskaźników, pozwalających określać przynajmniej w zarysie obszary styku płyt litosfery.

#### ZAGADNIENIA AKRECYJNYCH KRAWĘDZI PŁYT LITOSFERYCZNYCH W KARPATACH ZEWNĘTRZNYCH

Nie znamy mechanizmu, który doprowadził do ścienienia grubej, kontynentalnej, pohercyńskiej skorupy i pozwolił wtargnąć w dolnej jurze, a może już w środkowym triasie (M. Książkiewicz, 33) transgresji morskiej. Stadium poprzedzającym tę transgresję był przypuszczalnie ryft kontynentalny i wytworzenie się rowu tektonicznego wypełnionego głównie lądowymi, lagunowymi i częściowo morskimi osadami. Moment pojawienia się law zasadowych podmorskiego inicjalnego wulkanizmu świadczy o tym, że proces transformacji litosfery doprowadził do dryftu płyt litosferycznych. Taki moment nastąpił w Karpatach zewnętrznych na przełomie jury i kredy, o czym świadczy obecność skał zasadowych i ultrazasadowych w utworach tego okresu w całym Karpatach (M. G. Lomidze, 39; D. P. Radulescu, M. Sandulescu, 48).

W Karpatach zachodnich zasadowe tufy pochodzące z wybuchów podmorskich stwierdzono w Polsce w warstwach górnocieszyńskich (I. Gućwa, W. Nowak, T. Wieser, 17). Na Morawach zasadowe lawy poduszkowe reprezentujące ciesszynity, diabazy i pikryty występują w utworach hoterywu i barremu jednostki śląskiej (Maška et al., 40). Neokomskie lawy zasadowe są też znane w postaci licznych intruzji ciesszynitowych w neokomie jednostki śląskiej (F. Bieda et al., 4). Podwodna działalność wulkanizmu zasadowego trwała przypuszczalnie do środkowego albu (S. Gerock, W. Nowak, T. Wieser, 14). Ten okres (tyton — alb) można więc uznać na okres powstawania dna typu oceanicznego.

Uważa się, że współczesne morza są w początkowym stadium dryftu, np. Zatoka Adefńska, Morze Czerwone lub Zatoka Kalifornijska przy swej niedużej szerokości mają skorupę typu oceanicznego. W Zatoce Kalifornijskiej skorupa jest tym grubsza im więcej dźwiga nad sobą osadów (D. G. Moore, 42). W północnej części tej zatoki, niedaleko ujścia rzeki Kolorado, grubość skorupy typu oceanicznego wynosi ok. 26 km, z czego na osady nie skonsolidowane przypada 4 km (I warstwa oceaniczna); na II warstwie oceaniczną, zbudowaną przypuszczalnie ze skał osadowych przepojonych intruzjami bazaltowymi, przypada 7 km. Na „warstwę bazaltową” (III warstwa oceaniczna) przypada 15 km. Morze na tym obszarze ma głębokość 100—200 m. W rejonie Guaymas basin, który leży mniej więcej w połowie długości



Ryc. 7. Schemat rozszerzającego się dna w dolnej kredzie Karpat fliszowych (rysunek bez skali).

1 — linia brzegowa, 2 — oś strefy rodzenia się nowego dna oceanicznego, 3 — uskoki transformujące, 4 — szelf kontynentalny (wyspowy), 5 — strefa skłonu i podnoża kontynentalnego (wyspowego), 6 — strefa równiny podmorskiej (abisalnej).

Fig. 7. Scheme of sea-floor spreading during the Early Cretaceous in the Flysch Carpathians (not to scale).

1 — coastal line, 2 — axis of formation of new oceanic (suboceanic) bottom, 3 — transform faults, 4 — continental (island) shelf, 5 — continental (island) slope and continental rise, 6 — zone of submerged (abyssal) plain.

zatoeki, grubość skorupy wynosi ok. 13,5 km (I — 2000 m; II — 2500 m; III — 9000 m; przy 2000 m głębokości morza; D. G. Moore, 42).

W Zatoce Adeńskiej, blisko arabskiego brzegu, grubość skorupy wynosi ok. 12 km (I — 1600 m; II — 2300 m; III — 6000—7000 m, przy głębokości wody 1100 m). W centrum Zatoki Adeńskiej skorupa ma grubość ok. 9,5 km (I — 500 m; II — 3500 m; III — 5500 m przy głębokości morza 3300 m; A. S. Loughton, C. Tramontini, 37).

Utworów dolnokredowe jednostki śląskiej w zachodnich Karpatach z pewnością nie można uznać za odpowiednik warstwy II, ze względu na małą ilość wulkanitów. Nie jest jednak wykluczone, że główna masa zasadowych wulkanitów przesycała utwory starsze od dolnych łupków cieszyńskich osadzone w rowach. Późniejsze odklucie płaszczowinowe mogło następować na granicy ówczesnej I i II warstwy oceanicznej.

Obecność śródgeosynkinalnych kordylierów dostarczających dla fliszu dolnokredowego materiału pochodzącego z „warstwy granitowej” świadczy o tym, że w wyniku dryftu platforma epihercyńska została rozzerwana kilkoma ryftami. Ryfty dały początek rowom fliszowym, zachowane zaś fragmenty skorupy kontynentalnej — lądowym wewnątrzgeosynkinalnym kordylierom. Przedalpejska pokrywa osadowa tych kordylierów jest podobna lub taka sama jak przedalpejska pokrywa osadowa przedpola Karpat (J. Nowak, 45; M. Książkiewicz, 34), co jest dodatkowym ważnym argumentem dla tezy, że przed triasem łądy wewnątrzgeosynkinalne Karpat zewnętrznych stanowiły kiedyś organiczną całość z dziesiętym przedpolem Karpat (ryc. 7, 8).

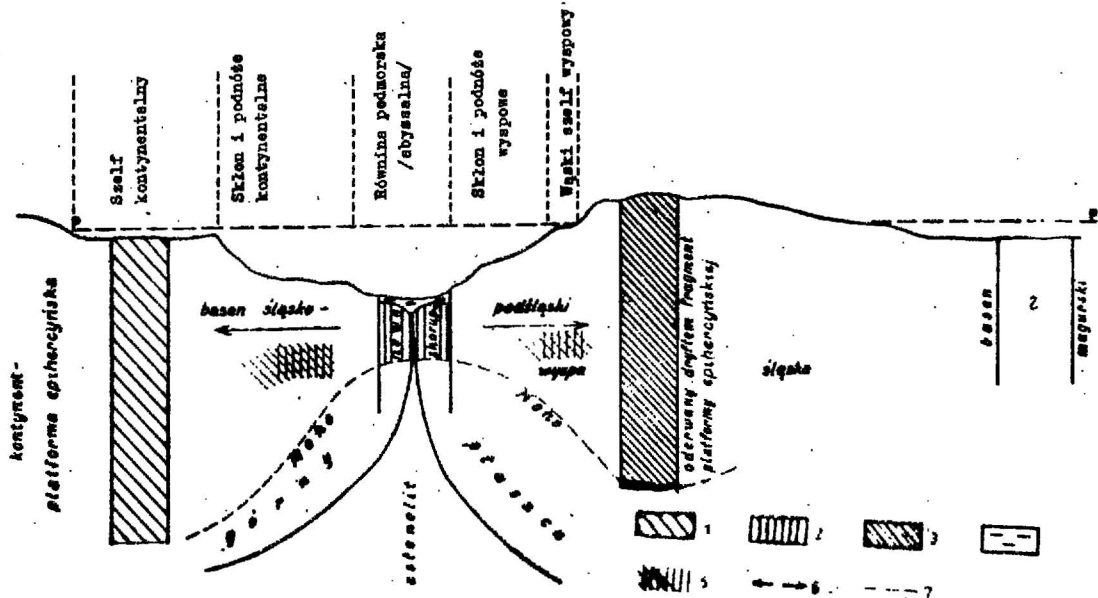
#### KONSUMPCYJNE KRAWĘDZIE PŁYT LITOSFERY (STREFY SUBDUKCJI)

Ogólne dane o strefach subdukcji są zawarte w pracach syntetycznych dotyczących „plate tectonics” (X. Le Pichon, J. Francheteau, J. Bonnin, 38; J. F. Dewey, J. M. Bird, 9; A. Sugimura, S. Uyeda, 55). Strefy subdukcji (zwane też strefami Benioffa), tj. strefy, gdzie jedna płyta litosferyczna, podsuwa się pod drugą, wyznacza układ hipocentrow płytłych trzęsień ziemi. Gdy strefy subdukcji są już zaawansowane w rozwoju, ich wyznacznikiem jest ułożenie hipocentrow głębokich i płytkich trzęsień ziemi, andezytowy wulkanizm, rowy oceaniczne i morza marginalne powstające w tylnej części łuków wyspowych.

Nad rowami obserwuje się potoki ciepłe, o niskiej wartości, co jest powodowane pogrążaniem się chłodnej oceanicznej litosfery. Kiedy płyta oceaniczna dojdzie do ok. 120 km głębokości, zaczyna się wytapianie magmy andezytowej (ryc. 6). Główna jej masa wydostaje się na powierzchnię ziemi (dna morską) w dość wąskim, bo liczącym zaledwie kilkadziesiąt do stu kilkudziesięciu kilometrów pasie, w zależności od kąta nachylenia schodzącej płyty litosferycznej. Od jej nachylenia zależy również położenie frontu wulkanicznego, tj. linii, której w kierunku rowu oceanicznego nie przekraczają zjawiska wulkaniczne.

Szerokość strefy bezwulkanicznej (między rowem oceanicznym a frontem wulkanicznym) wynosi w współczesnych strefach subdukcji 180—360 km. Począwszy od frontu wulkanicznego w kierunku zapa-



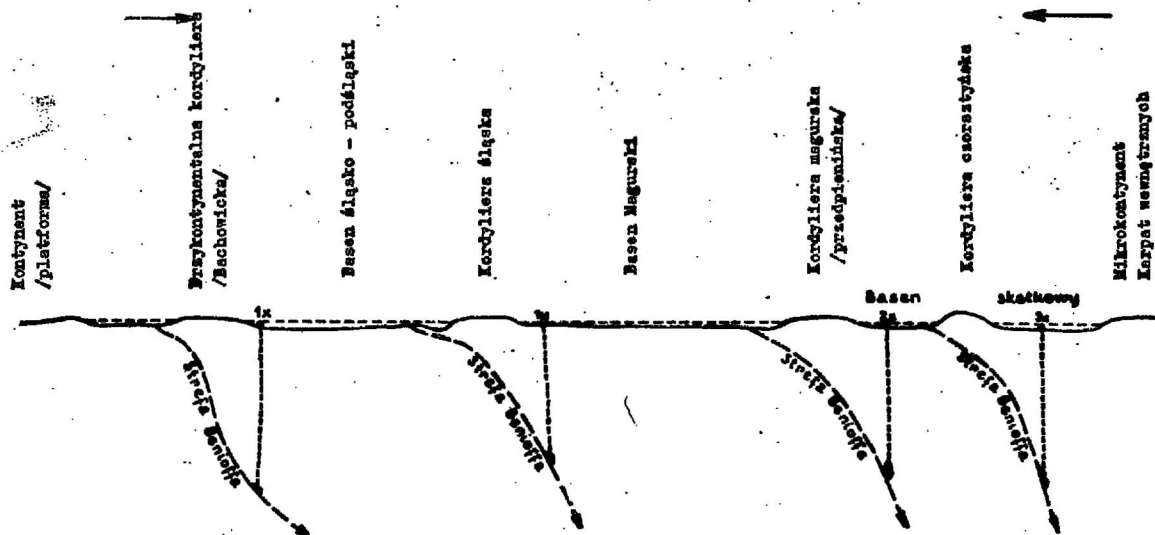


Ryc. 8. Przekrój przez rozsuwające się dno morskie w dolnej kredzie w zachodnich Karpiach fliszowych (rysunek bez skali).

1 — skorupa kontynentalna, 2 — skorupa suboceaniczna, 3 — skorupa subkontynentalna, 4 — osady dolnej kredy z intruzjami zasadowej magmy (cięższyny, bazalty, pikryty), 5 — skorupa typu przejściowego (subkontynentalna?), 6 — kierunek tensji, 7 — poziom morza.

Fig. 8. Section through spreading sea floor in the western Flysch Carpathians in the Early Cretaceous (not to scale).

1 — continental crust, 2 — suboceanic crust, 3 — subcontinental crust, 4 — Lower Cretaceous deposits with basic intrusions (teschenites, basalt, picrites), 5 — crust of the transitional (? subcontinental) type, 6 — directions of tension, 7 — sea level.



Ryc. 9. Przekrój przez geosynklinę Karpat fliszowych (rysunek bez skali).

xy — wulkany podmorskie (magma andezytowa), x — dotychczas wykryte strefy Benioffa w senonie; 1 — Bachowice, 2 — Szlachtowa, 3 — Sromowce Niżne, y — dotychczas wykryte strefy Benioffa w paleogenie; 1 — Cisiec.

Fig. 9. Section through geosyncline of the Flysch Carpathians (not to scale).

xy — submerged volcano (andesite magma), x — already known Benioff zones from the Senonian times; 1 — Bachowice, 2 — Szlachtowa, 3 — Sromowce Niżne; y — already known Benioff zones from the Paleogene times; 1 — Cisiec.

dającej płyty litosfery oceanicznej wartości potoku ciepłego gwałtownie wzrastają, utrzymując wysokie wartości także nad niektórymi morzami marginalnymi. Przykładem morza marginalnego o wysokiej wartości potoku ciepłego (do 2,5 H. F. U) jest Morze Japońskie, ze strefą subdukcji znajdującej się po wschodniej stronie wyspy Honsiu.

Kierunek zapadania się płyty, oprócz ułożenia hipocentrow płytkich i głębokich trzęsień ziemi, wyznacza także zmiana chemizmu magmy bazaltowej produkowanej obok magmy andezytowej przez schodzącą płytę.

Blisko czoła frontu wulkanicznego wylewają się toleity, dalej — bazalty o wysokiej zawartości gliniki, a po dostatecznym zanurzeniu się płyty wydobywają się na powierzchnię bazalty alkaliczne. W osadach kopalnych strefy subdukcji wyznaczają najpewniej miejsca wydobywania się na powierzchnię dna morskiego magm andezytowych, kierunek zaś zapadania się strefy Benioffa — kierunek zmian chemizmu magmy bazaltowej, komagmatycznej z magmą andezytową.

Produkty magm andezytowych pojawiają się w zachodnich Karpatach fliszowych po raz pierwszy w

niższej części cenomanu (Wiesław Nowak, T. Wieser, 46). W późniejszych okresach produkty magm andezytowych spotyka się prawie we wszystkich ogniwach fliszu Karpat Zachodnich (L. Koszarski, T. Wieser, 28; W. Sikora et al., 53 i T. Wieser — badania nie publikowane). Szerokie rozprzestrzenienie radiolarytów wyższego cenomanu oraz związanych z nimi tufów świadczy, że na obszarze zachodniej Tetydy rozpoczęły się na szeroką skalę procesy subdukcyjne związane być może z procesami, które doprowadziły do sfałdowania Karpat wewnętrznych i Austroalpidów. Ze względu jednak na fakt, że produkty wulkanizmu andezytowego nie są dotychczas znane ani z Karpat wewnętrznych (M. Książkiewicz, 32; M. Maška, A. Matejka, V. Zoubek, 40), ani z Alp (R. Trümpy, 58) nie jest wykluczone, że strefa subdukcyjna mogła się znajdować gdzieś indziej; być może — na styku platformy i geosynkliny karpacko-alpejskiej.

Znaczna większość wkładek tufowych występujących we fliszu górnej kredy i paleogenu w Karpatach pochodzi z wybuchów subaerycznych i usytuowanie ich macierzystych wulkanów jest bardzo trudne, o ile w ogóle możliwe, co wyklucza wyznaczenie kopalnych stref subdukcji związanych z tymi wulkanami. Oprócz wkładek tufowych pochodzących z subaerycznych wybuchów, w polskich Karpatach zewnętrznych zostały stwierdzone w czterech punktach produkty podmorskich wybuchów law ciągu andezytowego.

1. W utworach paleocenu jednostki podśląskiej występują liczne egzotyki, wśród których spotyka się tufy andezytowe związane kampańskimi wapieniami bachowickimi (T. Wieser, 69). Według M. Książkiewicza (33) podwodne wybuchy trwały aż do paleocenu włącznie.

2. W utworach eoligocenu brzeżnej części jednostki magurskiej w miejscowości Cisiec występują tufoidy dacytowe — zmienione produkty podwodnych wybuchów magmy.

3. W utworach górnej kredy (cenoman — kampan), w miejscowości Szlachtowa, jednostki hulińskiej w pienińskim pasie skałkowym występują andezytowe tufoidy (K. Birkenmajer, T. Wieser, 5).

4. W utworach kampanu, w miejscowości Sromowce Niżne, jednostki zlatniańskiej w pienińskim pasie skałkowym występują tufy andezytowe będące produktem podmorskich wybuchów (W. Sikora, 50; I. Gućwa, T. Wieser, 18). Jest bardzo charakterystyczne, że w wypadku Bachowic i Sromowiec Niżnych, gdzie czas wybuchów został dokładnie określony, nie jest on starszy od kampanu. Wiek ten koincyduje z początkiem działalności wulkanizmu andezytowego w Karpatach Rumańskich (D. P. Radulescu i M. Sandulescu, 48) i zgadza się z VI fazą rozwoju Tetydy oraz z IV fazą rozwoju Atlantyku, które przypadają na santon (J. F. Dewey et al., 10). Dane te dowodzą, że procesy subdukcyjne w Karpatach w senonie były już w pełnym rozwoju.

Obecność podmorskich produktów law andezytowych w niższym senonie w brzeżnej, północnej części geosynkliny Karpat zewnętrznych (Bachowice) i w jej najbardziej południowej części (Sromowce Niżne) (ryc. 1, 9) dowodzi, że nie mamy tutaj do czynienia z jedną, lecz z kilkoma strefami subdukcji. W wypadku przyjęcia jednej strefy subdukcji obszar występowania andezytów w górnokredowej geosynklinie nie powinien przekraczać stukilkudziesięciu kilometrów, co jest szerokością dużo mniejszą aniżeli szerokości pojedynczej pary wyspa-rów. Konsekwencją uznania zapadającej ku południowi strefy Benioffa, w rejonie wyspy bachowickiej (ryc. 9), jest konieczność przyjęcia dość szerokiego rowu na północ od tej wyspy. Rolę tę przypuszczalnie spełniał rów „fliszu zewnętrznego”.

Wspólną cechą występowania produktów kampańskich podmorskich wybuchów jest ich związek ze skałami wapiennymi, czyli takimi, które w geosynklinie Karpat fliszowych osadzały się w wyższych hipsometrycznych partiach niż flisz z wkładkami skał

ilastych, będący osadem rowów. Podobnie ma się rzecz z eoligocenскими tufoidami w płaszczynie magurskiej, które są związane z marglistymi osadami warstw podmagurskich. To współwystępowanie sugeruje, że istnieje związek wulkanizmu z wyniesieniami dna morskiego, leżącymi w strefie pośredniej i między nadwodną częścią kordyliery a rowem.

Wydaje się, że to właśnie istnienie kordyliery w morzu senońskim uwarunkowało powstanie stref Benioffa. Jest to zrozumiałe ze względu na fakt, że strefy graniczne między oderwanymi od platformy i dryfującymi fragmentami skorupy kontynentalnej, a występującymi między nimi „nowotworami” skorupy suboceanicznej były szczególnie predysponowane do wytworzenia się stref subdukcji, co było prawdopodobnie uwarunkowane różną budową litosfery pod kordylierami i pod rowami fliszowymi.

Rycina 9 przedstawia hipotetyczny rozkład dotychczas stwierdzonych stref Benioffa w górnej kredzie i eoligocenie. Wszystkie strefy Benioffa zapadają tutaj w kierunku południowym. Nie można jednak wykluczyć możliwości, że niektóre strefy subdukcji w Karpatach zapadały również w kierunku północnym<sup>4</sup>. Takie przeciwstawne zapadanie współczesnych stref Benioffa występuje w archipelagu Sundajskim (J. A. Katili, 22). Jest ono znane także w historii geologicznej Wielkiego Kaukazu (W. E. Chain, 7).

Nie jest pewne czy w okresie między wyższym cenomanem a santonem zachowały się procesy subdukcji. Stwierdzenie klinoptylolitu<sup>5</sup> w łupkach radiolarytowych wyższego cenomanu jednostki podśląskiej, T. Wieser (64) związał z rozsuwaniem się dna morskiego w tym okresie, co oznacza, że przynajmniej pod częścią strefy podśląskiej w wyższym cenomanie potok ciepły był anomalnie wysoki.

Ostatnio dla Atlantyku wyznacza się kilka stadiów dryftowych. Późne stadium charakteryzuje się m. in. występowaniem koncentracji manganowych (E. Blissenbach, R. Fellerer, 6). Obecność licznych koncentracji manganowych związanych z łupkami radiolarytowymi zdaje się potwierdzać tezę T. Wiesera. W związku z powyższym nasuwa się bardzo kusząca hipoteza, że nagle podniesienie się dna morskiego na przełomie dolnej i górnej kredy, kiedy to flisz z wkładkami skał ilastych został zastąpiony przez otwornicowe margle (globotruncanowe), a szybkość sedymentacji, która w albie wynosiła 45 mm na 1000 lat spadła do 2,5 mm na 1000 lat w cenomanie — turonie (W. Sikora, 51) miała tę samą przyczynę co powstawanie grzbietów śródoceanicznych.

Oprócz grzbietów śródoceanicznych zwiększone wartości potoków ciepłych występują, jak już o tym wspomniałem, w morzach usytuowanych za łupkami wyspowymi (morza marginalne). Obecność klinoptylolitu w dolnym eocenie jednostki skolskiej (T. Wieser, 65) również świadczy o wysokich wartościach potoku ciepłego pod dnem rowu skolskiego. Nie jest wykluczone, że rów skolski w tym okresie reprezentował obszar marginalnego dla strefy subdukcji, której morfologicznym wyrazem był rów stebnicki. Przyjmuje się, że w morzach marginalnych, które cechuje skorupa suboceaniczna mają również miejsce procesy akrecyjne, a na jego obszarze panują warunki tensyjne. Jeden z proponowanych schematów tworzenia się morza marginalnego przedstawia ryc. 10.

Może się to wydać nieco dziwne, ale konsumpcyjne obszary graniczne płyt litosferycznych (strefy subdukcji) są miejscem, gdzie panują głównie warunki tensyjne. Jedynym miejscem występowania warunków kompresyjnych jest czoło najeżdżającej płyty litosferycznej (X. Le Pichon et al., 38). Warunki ten-

<sup>4</sup> Kierunek północny i południowy jest umowny, gdyż odwrócenie położenia geosynkliny północnych Karpat fliszowych w stosunku do ówczesnych biegunów ziemskich jest bardzo trudne.

<sup>5</sup> Klinoptylolit — minerał z grupy zeolitów. Optymalna temperatura powstawania tego minerału wynosi 41–49°C. Tworzy się on współcześnie na grzbietach śródoceanicznych, gdzie występują anomalne potoki ciepłe (T. Wieser, 64).

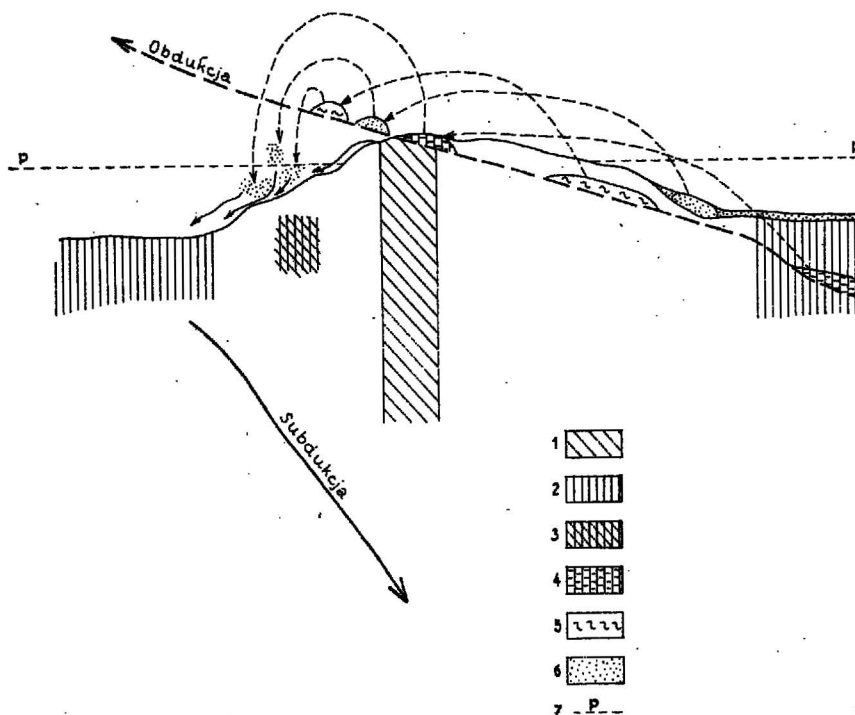
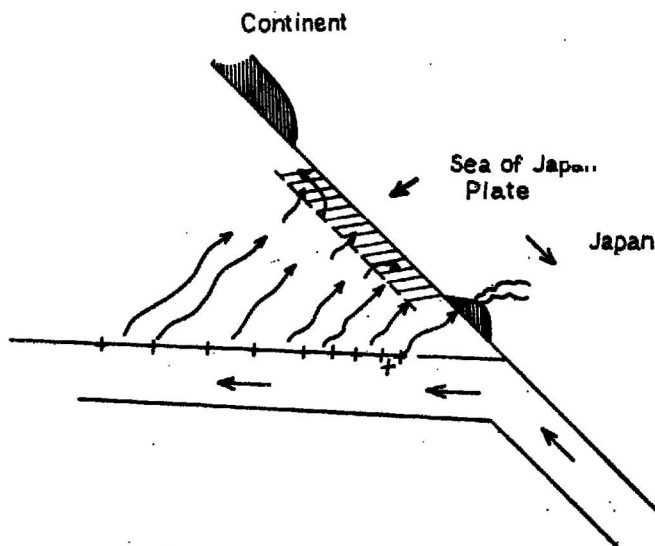


Fig. 11. Relation of subduction to obduction in the Flysch sea (ocean) in the Senonian (about 80 m. y.) (not to scale).

Ryc. 11. Stosunek subdukcji do obdukcji w morzu (oceanie) flyszowym — senon ok. 80 mln lat (rysunek bez skali).

1 — skorupa typu subkontynentalnego, 2 — skorupa typu suboceanicznego, 3 — skorupa typu przejściowego, 4 — perydotyty, 5 — granulity, 6 — flysz, 7 — poziom morza.

1 — subcontinental crust, 2 — suboceanic crust, 3 — transitional crust, 4 — peridotites, 5 — granulites, 6 — Flysch, 7 — sea level.

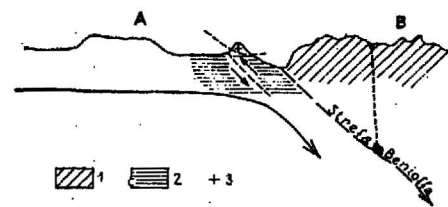


Ryc. 10. Schemat powstawaniu morza marginalnego (wg A. Sugimury i S. Uyedy, 1973).

Fig. 10. Scheme of formation of marginal sea (after A. Sugimura and S. Uyeda, 1973).

syjne, które panują na zapleczu łuków wyspowych sprzyjają odrywaniu się i dryftowi fragmentów tych wysp (D. E. Karig, 21). Taki dryft mógł zachodzić w górnokredowym i paleogeńskim morzu flyszowym, czego wynikiem było powstawanie nowych przegłębień, nie związanych ze strefami subdukcji oraz nowych, efemerycznych niekiedy, wysp, które również dostarczały materiału detrytycznego do morza flyszowego.

Reasumując można stwierdzić, że w górnej kredzie i paleogenie w morzu flyszowym rozwinęły się strefy subdukcji i jest bardzo prawdopodobne, że niektóre kordyliery reprezentowały w tym czasie najeżdżające płyty (mikrokontynenty) na suboceaniczne dno.



Ryc. 12. Schemat ilustrujący powstawanie tektonicznych, egzotycznych jednostek porwakowych (rysunek bez skali).

A — litosferyczna płyta Karpat zewnętrznych, B — litosferyczna płyta Karpat wewnętrznych, 1 — skorupa kontynentalna, 2 — skorupa suboceaniczna, 3 — resztkowa warstwa sialiczna.

Fig. 12. Scheme of formation of tectonic exotic detached units (not to scale).

A — lithosphere plate of external Carpathians, B — lithosphere plate of internal Carpathians, 1 — continental crust, 2 — suboceanic crust, 3 — relic sialic layer.

Część natomiast kordylierów stanowiła dryftujące fragmenty łuków wyspowych na zapleczu stref subdukcji.

W strefach subdukcji litosfera płyty oceanicznej zanurza się w astenosferę, jednakże występowanie ofiolitowego melanzu w sensie A. Ganssera (13) świadczy, że musi istnieć jakiś mechanizm doprowadzający do wydźwignienia skał ultrazasadowych (perydotytów, dunitów), które mają występować pod dnem oceanicznym, na powierzchni Ziemi. Skały ultrazasadowe obserwowane dzisiaj w alpidach występują albo jako składnik ofiolitowego melanzu, albo nawet przybierają postać płaszczowin zbudowanych ze skał ultrazasadowych, których miąższość może dochodzić do 8 km, np. w Papui na Nowej Gwinei (J. Milsom, 41).

Zagadnienie obdukcji (nasuwania się) skał ultrazasadowych nie zostało dotychczas zadowalająco rozwiązane, chociaż podejmowano tego liczne próby (W.

G. Ernst, 11; R. G. Coleman, 8; J. Milsom, 41). Ostatnio w Karpatach stwierdzono dość liczne nagromadzenie pikotyту, minerału charakterystycznego dla skał ultrazasadowych. Występuje on: 1) w eoceńskich warstwach magurskich (J. Szczurowska, vide M. Książkiewicz, 36), do których materiał był dostarczany z południowego obrzeżenia basenu magurskiego; 2) w eoligocenkich warstwach magurskich z piaskowcami glaukonitowymi (J. Szczurowska, 57), do których materiał był dostarczany z północnego obrzeżenia basenu magurskiego, tj. z wyspy śląskiej (M. Książkiewicz et al., 30); 3) w oligocenkich warstwach zakopiańskich fliszu podhalańskiego (T. Wieser, 64). Jest bardzo prawdopodobne, że minerał ten pochodzi ze skał ultrazasadowych nasuniętych na sialiczną warstwę kondylierów.

Nie jest wykluczone, że przy ruchu nasuwczym następowało również odrywanie fragmentów warstwy sialicznej (ryc. 11). Przyjęcie takiej hipotezy mogłoby tłumaczyć nagłe pojawienie się, po raz pierwszy w historii geosynkliny zachodnich Karpat, egzotyków granulitowych w warstwach istebniańskich. Występują one razem ze skałami ze strefy epi i skałami osadowymi (T. Wieser, 70; R. Unrug, 60). Konsekwencją przyjęcia poglądu, że to stopniowa erozja (a nie procesy obdukcyjne) odsłoniła masy granulitowe na wyspie śląskiej, powinna być przewaga skał katazonalnych w zespołach egzotycznych warstw istebniańskich, czego nie obserwujemy (T. Wieser, 70). Trzeba zdać sobie sprawę z tego, że na to aby erozja mogła dojść do „wrosniętego” masywu granulitowego musiałaby zostać ścięta wielokilometrowa pokrywa osadowo-krystaliczna tego masywu.

Za hipotezą nasuwania się dna morskiego na karpacie kordyliery przemawia również znalezisko w środkowo-eoceńskich zlepniach w północnej części płaszczowiny magurskiej bloku ofiolitu, który zdaniem T. Wiesera (69) jest swoim charakterem bardzo zbliżony do ofiolitów alpejskich.

Stosunek obdukcji do subdukcji nie został jeszcze do chwili obecnej w wystarczający sposób wyjaśniony. Indykatorem petrograficznym procesów subdukcyjnych są łupki glaukofanowe, powstające w warunkach niskich temperatur i wysokich ciśnień (L. L. Perczuk, S. A. Uszakow, 47). Trzeba jednakże zdawać sobie sprawę z faktu, że obecność na powierzchni ziemi łupków glaukofanowych również wymaga procesów obdukcyjnych i to jest zapewne przyczyną, że obserwuje się miejscami łupki glaukofanowe w ofiolitowych melanzach (A. Gansser, 13). To współwystępowanie łupków glaukofanowych i skał ultrazasadowych upoważnia do wysunięcia wniosku, że znalezienie tych ostatnich w postaci egzotyków we fliszu karpackim jest tylko kwestią czasu.

Jedynym z bardzo trudnych teoretycznych zagadnień jest sprawa sposobów zniknięcia kordylierek Karpat zewnętrznych.

Jeśli przyjąć za Birdem i Deweyem (9), że Karpaty wewnętrzne były mikrokontynentalną najeżdżającą płytą, to płyta subdukowana, którą reprezentowała płyta fliszowych Karpat zewnętrznych nie mogła mieć skorupy kontynentalnej, gdyż ze względu na lekkość nie mogłaby się podsunąć pod najeżdżającą płytę, chyba że miąższość skorupy typu kontynentalnego byłaby cieńsza niż 10 km (X. Le Pichon et al., 38). Wynika stąd, że karpacie kordyliery, aby mogły zostać subduktowane pod Karpaty wewnętrzne, musiały osiągnąć stan, w którym ich skorupa stała się bardzo cienka.

Równocześnie z cieniem skorupy musiał nastąpić proces, który przeobraził kontynentalną skorupę kordylierek na skorupę typu subkontynentalnego, w której najwęższa, sialiczna warstwa była już bardzo cienka, co w końcu pozwoliło na subduktowanie kordylierek pod najeżdżającą płytą Karpat wewnętrznych. Jest prawdopodobne, że w procesie subdukcji ta resztkowa, cienka sialiczna warstwa kordylierek wraz z ich płaszczem osadowym w pewnych wypadkach uniknęła wchłonięcia w strefie subdukcyjnej, wskutek czego mogły później powstać jednostki porwakowe typu skałek andrychowskich (ryc. 12).

Wytworzoną najpóźniej główną strefę subdukcji w Karpatach zachodnich wyznaczają prawdopodobnie głębiny rozłamy: perykarpacki i perypieniński (W. Sikora, 1976), jednak rozszyfrowanie stosunku tej głównej neogenniejskiej strefy subdukcji do stref subdukcyjnych istniejących w górnej kredzie i paleogenie będzie trudne.

Doc. dr hab. Wacław Sikora  
Instytut Geologiczny  
Oddział Karpacki  
ul. Skrzatów 1  
31-560 Kraków

## LITERATURA

1. Belyaevsky N. A., Borisow A. A. et al. — Structure of the Earth's Crust on the Territory of the U.S.S.R. [In:] The Structure of the Earth's Crust Based on Seismic data. Elsevier, Amsterdam-London-New York, 1974.
2. Berger W. H. — Cenozoic Sedimentation in the Eastern Tropical Pacific. Geological Soc. of America Bull. — Colorado, vol. 84, 1973, no. 6.
3. Berger W. H. — Deep Sea Carbonates: Dissolution Facies and Age-Depth Constancy Nature, vol. 236, London, 1972.
4. Bieda F., Geroch S. et al. — Stratigraphie des Karpates Externes polonaises. Biul. Inst. Geol., 1963, nr 181.
5. Birkenmajer K., Wieser T. — Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego. Acta geol. pol., vol. 6, 1956, nr 1.
6. Blissenbach E., Fellerer R. — Continental Drift and the Origin of Certain Mineral Deposits. Geologische Rundschau. Bd 62, Stuttgart, 1973, H. 3.
7. Chain W. E. — Osnownyje etapy tektono-magmaticzeskiego razwitia Kawkaza: opyt giedinamiczeskoj interpretacji. Gieotiektonika, 1975, nr 1.
8. Coleman R. G. — Plate Tectonics Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. Jour. of Geoph. Research, vol. 76, 1971, no. 5.
9. Dewey J. F., Bird J. M. — Mountain Belts and the New Global Tectonics. Ibidem, vol. 75, 1970, no. 14.
10. Dewey J. F., Pitman III. Walter C., et al. — Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, 1973, no. 10.
11. Ernst W. G. — Systematics of Large-Scale Tectonics and Age Progressions in Alpine and Circum-Pacific Blueschist Belts. Tectonophysics, vol. 26, 1975, no. 3/4.
12. Fairbridge R. W. — Okieanograficzieskaja enciklopedija. Gidromietieoizdat, Leningrad, 1974.
13. Gansser A. — The Ophiolitic mélange, a Worldwide Problem on Tethyan Exampel. Eclogae Geol. Helv., vol. 67, Basel, 1974, no. 3.
14. Geroch S., Nowak W., Wieser T. — Występowanie skał formacji cieszyńskiej na wtórnym złożu w dolnej kredzie jednostki śląskiej Beskidu Małego. Kwart. geol. 1972, nr 4.
15. Gorskow S. — Progress and Problems in Volcanology. The Upper Mantle. Edit. by: A. R. Ritsema, Amsterdam-London-New York, 1972.
16. Gruszczuk H., Ostrowicki B. — Mineralizacja miedzią fliszu karpackiego. Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1961, nr 3.
17. Gućwa I., Nowak W., Wieser T. — Przejawy wulkanizmu podmorskiego w neokomie zachodnich Karpat fliszowych. Kwart. geol., 1971, nr 3.
18. Gućwa I., Wieser T. — O utworach wulkanoklastycznych z okolicy Sromowców Niżnych (pieniński pas skałkowy). Ibidem, 1972, nr 2.
19. Heezen B. C. — Inland and Marginal Seas. The Upper Mantle. Edit. by: A. R. Ritsema, Amsterdam-London-New York, 1972.
20. Horwitz L. — Budowa geologiczna Pienin. Pr. Inst. Geol., 1963, nr 38.

21. Karig D. E. — Remnant Arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, 1972.
22. Katili J. A. — Volcanism and Plate Tectonics in the Indonesian Island Arcs. *Tectonophysics*, vol. 26, 1975, no. 3—4.
23. Kosminskaja I. R., Zwieriejew S. M., et al. — Basic Feature of the Sea of Okhotsk and the Kuril-Kamczatka Zone of the Pacific Ocean from Deep Seismic Sounding Data. *Izw. AN. SSSR, Geophys. Ser.*, 1963, no. 1.
24. Koszarski L. — Types fondamentaux des dépôts et principales étapes de leur développement dans le géosynclinal du flysch des Carpates. *Carp. Balk. geol. Ass, V Congr. 1961, vol. III/1, Bucuresti, 1963.*
25. Koszarski L., Sikora W. — Etapes de développement du Cretace et du Paléogene dans le geosynclinal alpineo-carpato-caucasique. *Inter. Geol. Congr. Report of 23 session. Czechoslovakie: Abstracts, 1968.*
26. Koszarski L., Sikora W. — Polskije Karpaty. *Tektonika Jewropy, Miezd. Geol. Kongr. Moskwa (w druku).*
27. Koszarski L., Sikora W., Wdowiarz S. — The Tectonic of Polish Carpathians. *Carp. Balk. Geol. Ass., Praha, 1974.*
28. Koszarski L., Wieser T. — Nowe horyzonty tufowe w starszym paleogenie Karpat fliszowych. *Kwart. geol.*, 1960, nr 3.
29. Koszarski L., Żytko K. — Le problème de la profondeur de la mer du géosynclinal Karpathique de flysch. *Carp.-Balk. Geol. Ass. VII Congr., Sofia. Reports, vol. 2, Sofia, 1965.*
30. Książkiewicz M. (ed.) — Atlas geologiczny Polski 1:600 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatkach zewnętrznych. *Inst. Geol.*, 1962.
31. Książkiewicz M. — Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin. *Acta geol. pol.*, vol. 25, 1975, no. 3.
32. Książkiewicz M. — Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 3 Karpaty. *Wyd. Geol.*, 1972.
33. Książkiewicz M. — Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1956, z. 2—3.
34. Książkiewicz M. — Les cordillères dans les mers Crétacées et Paléogènes des Carpathes du Nord. *Bull. Soc. Geol. de France*, t. 7, 1965.
35. Książkiewicz M. — Pre-orogenic Sedimentation in the Carpathian Geosyncline. *Geologische Rundschau*. Bd. 50. Stuttgart, 1960.
36. Książkiewicz M. (ed) — Przewodnik XXXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol. Babia Góra. 2—5 czerwca 1966. *Wyd. Geol.*, 1966.
37. Laughton A. S., Tramontini C. — Recent Studies of the Crustal Structure of the Gulf of Aden. *Tectonophysics*, vol. 8, 1969, no. 4—6.
38. Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. — Plate Tectonics. *Developments in Geotectonics*, 6. Elsevier, Amsterdam-London-New York, 1973.
39. Łomidze M. G. — Pozdniejurskij wulkanizm wstoczných Karpat. *Wiestnik Mosk. Uniw., Moskwa, 1968, nr 6.*
40. Maška M., Matějka A., Zoubek V. — Tectonic development of Czechoslovakia. *Praha, 1960.*
41. Milsom J. — Papuan Ultramafic Belt: Gravity Anomalies and the Emplacement of Ophiolites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 84, 1973, no. 7.
42. Moore D. G. — Plate Edge Deformation and Crustal Growth, Gulf of California Structural Province. *Ibidem*, no. 6.
43. Nalwalk A. J. — Geology of a Portion of the North Wall of the Puerto Rico Trench. *Tectonophysics*, vol. 8, 1969, no. 4—6.
44. Ney R. — Tectogenesis of the Carpathians in the Light of New Tectonics of the Earth's Globe. *Mater. Pr. Inst. Geof. PAN*, 1975, no. 82.
45. Nowak J. — Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. i Etn., Lwów, 1927.
46. Nowak W., Wieser T. — Nowe horyzonty zbentonitizowanych tufów w poziomie mikuszowickich spongiolitów (alb wyższy — cenoman niższy) na obszarze zachodnich Karpat fliszowych. *Kwart. geol.*, 1971, nr 3.
47. Perczuk L. L., Uszakow S. A. — Tiermodinamiczeskij rieżim mietaformizma w obłastjach podwigania litosfiernych plit. *Westnik Mosk. Uniw. Geologija, Moskwa, 1973.*
48. Radulescu D. P., Sandulescu M. — The Plate Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, vol. 16, 1973.
49. Samuel O. — Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného Bradlového Pásmo v okolí Beňatiny. *Geologické Práce — Zprávy 24. Geol. Úst. Dion. Štura, Bratislava, 1962.*
50. Sikora W. — Flisz wapienny kredy z wkładkami skał wulkanoklastycznych w Sromowcach Niżnych (pieniński pas skałkowy). *Kwart. geol.*, 1972, nr 4.
51. Sikora W. — Tectonic Phases in the Geosyncline of the Polish Outer Carpathians. *Savez Geoloskih Drustava SFRJ, Tektonska Komisija KBGA, Beograd, 1971.*
52. Sikora W. — Zarys tektogenezy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce w świetle nowych danych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1971, z. 1.
53. Sikora W. et al. — Tuff Horizons in the Menilite-Krosno Series of the Flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sc. chim.* vol. 7, 1959, no. 7.
54. Sollogub W. B., Prosen D. — Crustal Structure of Central and Southeastern Europe by Data of Explosion Seismology. *The Structure of the Earth's Crust Based on Seismic Data*, Edit. by: S. Mueller, Amsterdam-London-New York, 1974.
55. Sugimura A., Uyeda S. — Island Arcs, Japan and its Environs. *Developments in Geotectonics*, Amsterdam-London-New York, 1973.
56. Sujkowski Z. — Serie szypockie na Huculszczyźnie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1938, z. 2.
57. Szczurowska J. — Wstępne wyniki badań minerałów ciężkich z otworu wiertniczego Tokarnia IG-1. *Kwart. geol.* 1975, nr 4.
58. Trümpy R. — Penninic — Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: a Presumed Former Continental Margin and its Problems. *Amer. J. of Science. Tectonics and Mountain Ranges*, vol. 275, New Haven, Connecticut, 1975, no. 17.
59. Unrug R. — Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 38, 1968, z. 1.
60. Unrug R. — Warstwy istebniańskie — studium sedimentologiczne. *Ibidem*, t. 33, 1963, z. 1.
61. Van Bemmelen R. W. — Geodynamic Models, an Evaluation and a Synthesis. *Developments in Geotectonics*, 2, Amsterdam-London-New York, 1972.
62. Vogt P. R., Avery O. E. et al. — Discontinuities in Sea-Floor Spreading. *Tectonophysics*, vol. 8, 1969, no. 4—6.
63. Vogt P. R., Johnson G. L. et al. — Episodes of Sea-Floor Spreading Recorded by the North Atlantic Basement. *Tectonophysics*, 12, 1971.
64. Wieser T. — Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. *Biul. Inst. Geol.* 1973, nr 265.
65. Wieser T. — Clinoptilolite from the Lower Eocene Variegated Shales of the External Flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc.* vol. 17, 1969, no. 2.
66. Wieser T. — Klinoptylolit w łupkach radiolarowych cenomanu z Międzybrodzia k. Sanoka. *Kwart. geol.*, 1973, nr 3.
67. Wieser T. — Magmowe i metamorficzne skały egzotyczne z kredy i paleogenu pienińskiego pasa skałkowego. *Biul. Inst. Geol.*, 1958, nr 135.

68. Wieser T. — Ofiolit z Osielca. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 22, 1952, z. 3.
69. Wieser T. — Skaly magmowe Bachowic. Ibidem.
70. Wieser T. — The Crystalline Basement Complex of the Polish Flysch Carpathians. Acta Geol. Ac. Sc. Hung., vol. 11, 1967, no. 1—3.

71. Wieser T., Żytko K. — O występowaniu tufoidów w warstwach podmagurskich okolic Żywca. Kwart. geol. 1959, nr 2.
72. Wilson J. T. — Aspects of the Different Mechanics of Ocean Floors and Continents. Tectonophysics, vol. 8, 1969, no. 4—6.
73. Sikora W. J. — On lineaments found in the Carpathians. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1976, vol. XVIII, z. 2—3.

## SUMMARY

Cordilleres supplying large quantities of terrigenous material to the geosyncline of the external Carpathians appeared not before the Early Cretaceous. Their presence is reflected by a specific distribution of directions of transportation for the Flysch sea, occurrence of subaqueous slumps and exotics of different size.

The area on which the external Carpathian geosyncline developed in the Triassic retained its nature of polygenic craton consolidated during Baikalian, Caledonian and Hercynian tectonic epochs till the Triassic. The process of formation of the geosyncline of the external Carpathians lead to progressive deepening of the sea which achieved maximum depth in the Carpien (Cenomanian — Early Eocene) times. As there is a fairly close correlation between the hypsometry and the type of Earth crust it may be regarded as proved that the Earth crust underneath the geosyncline became progressively thinner, gaining the character of subcontinental or suboceanic or, possibly, even oceanic crust. The mechanism of thinning out of the crust is still insufficiently known. The simplest model assumes tension and formation of a few continental rifts more or less parallel to one another and subsequently undergoing transformation into troughs with crust (? of oceanic type) highly reduced in thickness. Areas separating the rifts give rise to elevations (cordilleras) separating the troughs. It follows from that model of formation of cordilleres that their width may be very larger, sometimes even larger than that of Flysch troughs.

The predominance of compressional conditions, evidenced by the onset of acid magmatism in zones of subduction started in the geosyncline of the external Carpathians in the Cenomanian. The reduction of the width of the geosyncline also started at that moment. The mechanism of that reduction of width also remains not clear. Picotites found in the Flysch evidence the action obduction processes accompanied by formation of ophiolite melange (sensu Gansser). In the course of action of the obduction processes both the fragments of the upper mantle and the catazonal parts of granite layer of the crust were emersed above sea surfaces. The former include peridotites, and the latter — granulite exotics.

The simple model of plate tectonics cannot be used for reconstruction of the tectogenesis of the external Carpathians. There were several zones of subduction in the geosyncline of the external Carpathians but their nature appears different from that of the zones known from the contact of the ocean and continent. Eventual consumption of (?) oceanic floor beneath the Flysch troughs would have taken place at the contact of that floor and cordilleras which should be treated as microcontinents in this model. When this model is accepted it appears necessary at the contact of that floor and cordilleras to assume that both the cordilleras and the geosyncline of Flysch Carpathians as a whole were very wide and that latter much more than 300—400 km wide.

## РЕЗЮМЕ

В карпатской геосинклинали кордильеры, дающие большое количество терригенного материала, появились только лишь на границе хры и мела. Их расположение отражается особенностями распределения направлений переноса во флишевом море, наличием крупнейших подводных оползней и наличием разной величины экзотиков.

В дотриасовое время площадь, на которой развилась геосинклинали Карпат, представляла полигенный кратон с проявлениями байкальской, каледонской и герцинской складчатости. Процесс формирования геосинклинали внешних Карпат продвигался в направлении постепенного погружения морского дна, достигавшего максимальной глубины в период сеноман — нижний эоцен. Так как наблюдается близкая связь между гипсометрией и типом земной коры, можно констатировать, что в общем земная кора под дном геосинклинали подвергалась постепенному сокращению, приобретая характер субконтинентальной или субокеанической и даже океанической коры. Механизм сокращения коры не совсем ясен. Самым простым объяснением является взгляд о сжатии и образовании нескольких менее или более параллельных континентальных рифтов, которые впоследствии превратились в грабены с очень тонкой земной корой (океанического типа?). Участки между рифтами представляли места последующих поднятий (кордильер).

Такая точка зрения заставляет предполагать, что кордильеры отличались большой шириной, превосходящей местами даже ширину флишевых грабенов.

С сеномана в геосинклинали внешних Карпат началось преобладание компрессионных условий, что отражается в появлении в зонах субдукции кислого магматизма. Одновременно началось сокращение геосинклинали Внешних Карпат. Механизм этого сокращения тоже не выяснен. Наличие во флише пикотитов и глаукованов свидетельствует о проявлениях процессов субдукции и обдукции с образованием офиолитового меланжа (по Ганссеру). При обдукции произошло поднятие выше уровня моря не только участков верхней мантии в виде перидотитов, но и катазональных частей гранитного слоя земной коры, что отражается в виде гранулитовых экзотиков.

Простая модель тектоники плит неприменима для дешифрирования тектогенеза внешних Карпат. Зон субдукции в геосинклинали внешних Карпат было несколько. Они имели другой характер чем зоны субдукции на стыке океан-континент. Возможное погружение океанического дна (?) под флишевыми грабенами происходило на стыке грабенов с кордильерами, которые в этой модели следует рассматривать в роли микроконтинентов. Признание такой модели заставляет предполагать, что кордильеры характеризовались большой шириной, а ширина всей геосинклинали флишевых Карпат намного превышала 300—400 километров.