

## ISLANDIA W ŚWIELE TEKTONIKI PŁYT

UKD 551.522(491.1/2):551.782.12/791:551.432.46+551.243.12+551.242.2

Ożywiona dyskusja wokół problemów tektoniki płyt zwróciła ostatnio uwagę geologów na Islandię. Ta największa wyspa położona na grzbiecie śródoceanicznym stanowi jednocześnie przykład ryftu odsłoniętego na powierzchni ładu i wytwór pióropusza płaszcza. Jest to najrozleglejsza plama ciepła na Atlantyku, gdzie wszystkie elementy nowej tektoniki globalnej mogą być bezpośrednio badane. Na odsłoniętych tu „rift valleys” można obserwować szczegóły rozsuwania i narastania płyt litosfery (spredingu) i badać petrochemizm i tektonikę wylewów platóbazaltów pochodzących bezpośrednio z płaszcza ziemi. Obecnie, gdy geologie Polski zaczyna się interpretować w świetle tektoniki płyt i wprowadza zagadnienie istnienia plamy ciepła w eokambrze na Lubelszczyźnie, zwrócenie uwagi na Islandię może być jednym z kluczy do rozwiązania naszych problemów regionalnych.

Do napisania niniejszego artykułu posłużyły mi dane zawarte w publikacjach i maszynopisach oraz informacje ustne uzyskane na uniwersytecie w Reykjavíku od prof. dr Sigurda Thorarinssona, jak również zjawiska znane mi z autopsji. Profesorowi Thorarinssonowi składam podziękowanie; również min. Antoniemu Szymanowskiemu, kierownikowi Amfiasady Polskiej w Reykjavíku dziękuję za umożliwienie i ułatwienie odbycia podróży naukowej na Islandię.

### BUDOWA GEOLOGICZNA

Islandia jest zbudowana prawie wyłącznie ze skał wulkanicznych. Produkty ich przeróbki i redepozycji przez wodę i lód zajmują znikome obszary. Najstarsze odsłonięte na powierzchni skały, powstałe przed 16–17 mln lat, są środkowomioceńskie. Jak podaje S. Thorarinsson (17), wszystkie skały można ująć w cztery formacje:

platóbazalty	— górny trzeciorzęd,
szare bazalty	— dolny plejstocen,
formacja palagonitowa	— górny plejstocen,
lawy i skały piroklastyczne oraz osadowe	— postglacjal.

Rozmieszczenie ich jest bardzo charakterystyczne (ryc. 1). Wschodnie najmłodszej formacji zajmują pas biegnący przez środek wyspy z południo-zachodu na północno-wschód. Po obu jego stronach prawie symetrycznie są rozmieszczone wschodnie coraz starszych formacji tak, że platóbazalty trzeciorzędowe zajmują dwa obszary: północno-zachodnią i wschodnią peryferię. Oba obszary trzeciorzędowe są utworzone w 80% z pokryw lawy bazaltowej toleitetowej stygnącej w warunkach subaeralnych. Są one pochylone dość nieregularnie ku medialnemu pasowi wschodni formacji młodszych, pod które zapadają. Obliczo-

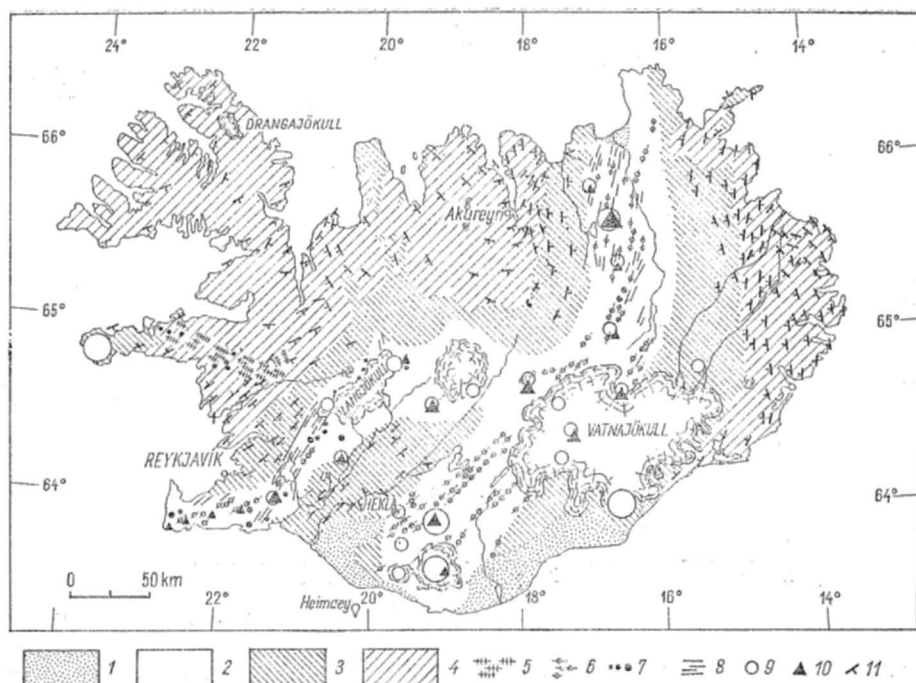
czono, że miąższość tych pokryw wynosi około 10 000 m. Pozostałe 20% stanowią derywaty kwaśniejsze: andezyty i ryolity.

Plejstocen, w ujęciu geologów islandzkich, dzieli od pliocenu granica 3 mln lat. Początek plejstocenu wiązany jest z pojawieniem się pierwszych moren lodowcowych i morskich małych czwartorzędowych, pacyficznych. Z kolei plejstocen dzieli się na górny i dolny na podstawie ostatniej inwersji biegunów magnetycznych, która nastąpiła 700 tys. lat temu. Formację dolnoplejstoceniową reprezentuje szary bazalt odsłaniający się głównie na kontakcie z obszarem trzeciorzędowym (ryc. 1). Młodoplejstoceniowa formacja palagonitowa powstała, gdy wyspa była całkowicie przykryta czaszą lodową. Każda erupcja zaczęła się podtopieniem lodu i uwolnieniem wielkich mas wody, z którą kontaktowała płynna lawa i gorące popioły. Istniały więc warunki podobne do tych, w jakich odbywały się podmorskie wybuchy wulkaniczne. Tworzyła się młoda lawa poduszkowa (pillow lava) i palagonit, to jest brekcje i tufy brunatnordzawe. Są to głównie produkty magmy zasadowej, ale występują również derywaty kwaśne, podobnie jak w trzeciorzędzie. Obecne są także moreny i osady fluwioglacjalne. Skały tej formacji odsłaniają się głównie w strefie medialnej, gdzie występują razem z osadami fiolocenijskimi.

W plejstocenie można już wyraźnie wyróżnić dwa typy wulkanów. Jedne to podlodowcowe wulkany tarczowe, które obecnie zachowały się jako izolowane owalne góry stołowe, drugie, powstałe w długich szczelinach o kierunku NE-SW, mają formy grzbietów. Miąższość formacji plejstocenijskich nie przekracza 1000 m.

Wulkanizm postglacjalny\*, również i współczesny, skupia się w strefie o kierunkach SW-NE (ryc. 1) biegnącej skośnie przez środek Islandii. W części południowej jest on rozdzielony na dwie równoległe odnogi. Prócz tego są dwa mniejsze izolowane ośrodki występowania law tego wieku (nie wyodrębnione na ryc. 1, a zaznaczone na ryc. 8): Snaefellsjökull na W i Óraefajökull na SE. W postglacjalne było (lub jest) czynnych około 200 wulkanów, 80 z nich objawiło działalność w czasie ostatnich 1100 lat, tj. od 870 r., od kiedy datuje się początek zasiedlania wyspy przez Wikingów — pierwszych osadników Islandii. Postglacjalna lawa pokrywa 1/3 powierzchni wyspy. Wulkaniczna strefa SW-NE jest pasem aktywizacji ruchów tektonicznych,

\* Pojęcie „postglacjal” na Islandii ma inne znaczenie, gdyż ponad 10% tej wyspy jest ciągle przykryte lodem. Przeważnie jako postglacjal przyjmuje się tam ostatnie 11 lub 15 tys. lat (17).

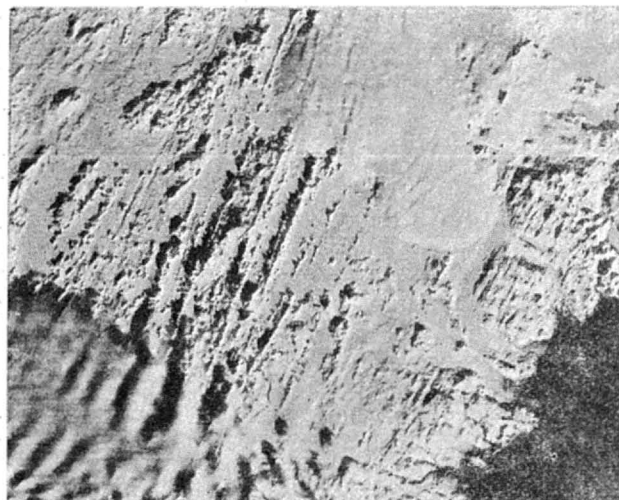


Ryc. 1. Szkic geologiczny Islandii wg S. Thorarinssona (17).

1 — podłoże przykryte osadami aluwialnymi i lawą, 2 — postglacjalne aktywne strefy riftingu i wulkanizmu, 3 — czwartorzędowe wylewy bazaltowe, 4 — trzeciorzędowe wylewy bazaltowe, 5 — uskoki w obrębie strefy wulkanicznej Snaefellsnes, 6 — postglacjalne erupcje szczelinowe, 7 — postglacjalne wulkany tarczowe lub pojedyncze kratery, 8 — otwarte szczeliny, 9 — młodoczwartorzędowe centra erupcji law kwasnych, 10 — obszary silnie podgrzane, 11 — upady.

Fig. 1. Geological sketch map of Iceland after S. Thorarinsson (17).

1 — basement covered by alluvial deposits and lava, 2 — postglacial, active zones of rifting and volcanism, 3 — Quaternary basic intrusions, 4 — Tertiary basic intrusions, 5 — faults within the Snaefellsnes volcanic zone, 6 — post-glacial fissure eruptions, 7 — post glacial shield-volcanoes or single craters, 8 — open fissures, 9 — Late Quaternary centers of eruption of acid lavas, 10 — strongly heated areas, 11 — dips.



Ryc. 2. Zdjęcie z satelity obszaru ryftowego między Vatnajökull a Mardalsjökull w SE Islandii, 1:1 000 000 (21).

Fig. 2. Satellite photo of rift area between Vatnajökull and Mardalsjökull in NE Iceland, 1:1 000 000 (21).

łączącym się ze śródoceanicznym grzbieciem podmorskim o lokalnej nazwie Reykjanes na SW, a Kolbensey na N od wyspy. Jest to strefa ryftowa Atlantyku.

#### STREFY RYFTOWE

Dostępne do bezpośrednich badań są tylko pomimoceńskie strefy ryftowe. Kinetyka skorupy w tych strefach i wulkanizm mogą być obserwowane szczególnie dopiero w postglacjale. Wzrost miąższości trzeciorzędowych platóbazaltów ku postglacjalnej



Ryc. 3. Eldgja, zdjęcie wykonane w kierunku NE z widocznym zakończeniem szczeliny i stożkami wulkanicznymi na dnie (fot. autor).

Fig. 3. Eldgja, seen from the SW; note the end of the fissure and volcanic cones on its bottom (photo by the author).

strefie ryftowej dowodzi, że „korzenie” tych wylewów zostały wchłonięte przez tę strefę. Przemawiają za tym również zwiększone kąty upadu tych pokryw przy zbliżaniu się do stref ryftowych.

Wulkanizm w strefach ryftowych jest bardzo zróżnicowany. Obok bazaltowych wulkanów tarczowych dominują regularne, ostro zakończone stożki powstałe przez erupcję gęstej lawy ryolitowej wraz z popiołami. Występują też szerokie, płaskie formy z rozległymi kraterami, powstałe przez krótkotrwałe lub jednorazowe wybuchy, głównie popiołów. Regułą jest uszeregowanie wulkanów w długich, prostoliniowych szczelinach, co widać bardzo wyraźnie na zdjęciach satelitarnych (ryc. 2). Najbardziej znane są Lakagigar na południe od Vatnajökull (ryc. 1 i 8) oraz Then-



Ryc. 4. Eldgja widziana z helikoptera.

Fig. 4. Eldgja seen from helicopter.

gslaborgir na E od Akureyri (ryc. 8). Obserwuje się także wylewy szczelinowe bez wyraźnych stożków i kraterów. Wszystkie liniowe przejawy wulkanizmu mają kierunki równoległe do przebiegu strefy ryftowej, a często są ułożone kulisowo (25). Występują również bardzo nieliczne wielkie centra eruptywne o charakterze wulkanów tarczowych, jak Hekla, ale i one są związane z wielkimi szczelinami.

Szczeliny eruptywne z reguły są zapełnione lawą i popiołami, są jednak i takie, które wskutek powtarzania się kilkakrotnego ruchów otwierających szczelinę pozostały częściowo nie wypełnione lawą do powierzchni. Do najbardziej znanych należy tu Eldgja położona blisko Lakegigar (ryc. 3, 4, 8). Jak podaje S. Thorarinsson (19), jej widoczna część ma 27 km długości, 140 m głębokości i 600 m szerokości i powstała prawdopodobnie w X stuleciu. Lawa tworzyła erupcje fontannowe i wylała się daleko poza szczelinę pokrywając obszar 700 km<sup>2</sup>. Obecnie w dnie szczeliny są widoczne niewielkie stożki pseudowulkanów utworzone w ostatnim stadium wylewów. W ścianach odsłaniają się rdzawe, palagonitowe brekcje plejstoceńskie. Wyraźnie widać, jak szczelina tnie niezgodnie starsze struktury wulkaniczne i kopalną morfologię terenu.

Drugą ważną cechą strefy ryftowej jest obecność szczelin nie związanych z erupcją (jedną z nich — Grjotagja przedstawia zdjęcie na okładce). Mają one ten sam kierunek co poprzednie, ale są mniejsze niż opisana Eldgja. Są to szczeliny otwarte, z którymi z reguły związane są ekshalacje pary wodnej lub solfatary. Szerokość ich może dochodzić do kilkudziesięciu metrów. Najbardziej znana jest Thingvellir (18, 20). Są one związane z powstaniem rowów tektonicznych, nieraz o znacznej długości.

Wiele uwagi poświęcono analizie rozmieszczenia i ewolucji stref ryftowych Islandii (10, 23, 14). Jak sumarycznie przedstawiono na ryc. 5, są one bardzo zmienne. W czasach historycznych wyrażają najaktywniejszą jest strefa wschodnia Surtsey, Hekla, Askja-Krafla, na którą przypada prawie cała dzia-

łalność wulkaniczna ostatniego tysiąclecia, w którym wybuchy wulkanów na wyspie powtarzają się prawie co 5 lat. W ostatnim stuleciu było ich 16. W strefie zachodniej między Reykjanes i Langjökull były tylko trzy erupcje w czasach historycznych. Wynika z tego, że strefa aktywizacji przesunęła się na E.

Ponieważ nie ma oznak, by ryft atlantycki na N i S od wyspy uległ również przesunięciu musiały więc istnieć tu uskoki transformacyjne. Zostały one rzeczywiście stwierdzone po północnej i południowej stronie wyspy. Na nich skupiają się epicentra trzęsień ziemi (14). Z tych faktów wynika wyraźna częściowa niezależność ryftu Islandii od ryftu śródatlantyckiego. Działają tu inne czynniki endogeniczne, których nie ma poza jej obszarem. Takim czynnikiem jest istnienie w podłożu Islandii plamy gorąca w astenosferze. Należy jeszcze wspomnieć o jednym uskoku transformacyjnym, mianowicie Snaefellsnes-Hofsjökull, który przecina wyspę przez środek z zachodu na wschód (14). Zaznacza się on również działalnością wulkaniczną i ogranicza od N aktywny odcinek ryftu zachodniego (ryc. 6).

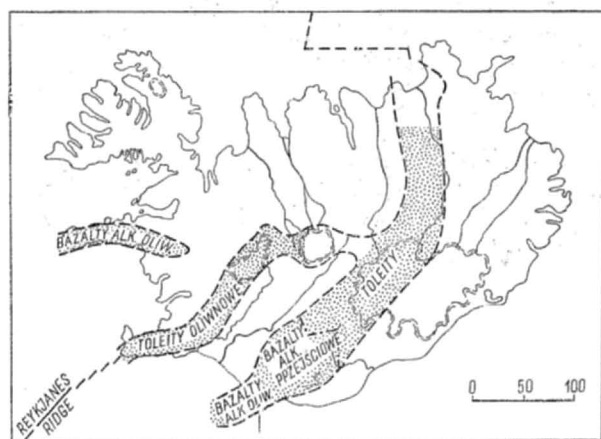
#### SZYBKOSC SPREDINGU

Jednym z najistotniejszych założeń tektoniki płyt jest rozsuwanie się wielkich płyt litosfery. Nic więc dziwnego, że bardzo wiele prac poświęca się badaniu tego zjawiska na tak łatwo dostępnym obszarze jak Islandia. Fakty dowodzące istnienia tensji oraz iniekcje magmy, krzepnącej w otwartych szczelinach osi ryftu, jak i zanikanie tych zjawisk na zewnątrz od osi strefy ryftowej Islandii nie budzą zastrzeżeń. Dyskusyjna natomiast może być wielkość efektu, tzn. rozsuwania, spredingu skorupy, jaki one powodują. Czyniono próby określenia tego efektu precyzyjnymi pomiarami geodezyjnymi, związanymi bezpośrednio z erupcjami wulkanicznymi. Badania te analizowali W. W. Biełousow i J. J. Milanowski (1), na podstawie pomiarów opublikowanych w pracach R. W. Dekera et al. (5) i E. Tryggvasona (16). Autorzy ci doszli do wniosku, że tą metodą stwierdzono w okre-



Ryc. 5. Erupcja lawy ze szczeliny na wyspie Heimaey w 1973 r. Erupcja ma charakter liniowy, fontanna lawy tworzy listwę o wysokości ok. 100 m. Tak wyglądała erupcja ze szczeliny Eldgja (patrz ryc. 3 i 4).

Fig. 5. Lava eruption from fissure on Heimaey Island in 1973. The eruption is of the linear character and spurt of lava forms a ledge about 100 m high. The eruption from the Eldgja fissure looked in this way (see Figs. 3 and 4).



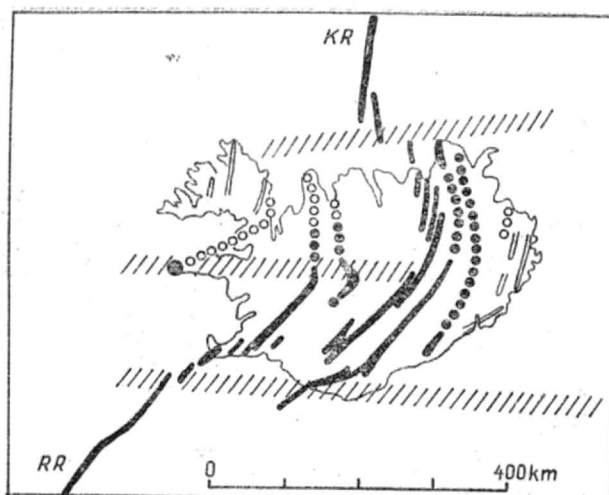
Ryc. 7. Neowulkaniczne obszary Islandii z typowymi bazaltami, według Jakobssona (7).

Fig. 7. Neovolcanic parts of Iceland with typical basalts (after Jakobsson; 7).

sie wybuchów lokalne rozszerzenie się skorupy na powierzchni Islandii w jednych miejscach, a kurczenie w innych. Na razie więc metoda ta nie dała rezultatów.

Wymienieni badacze radzieccy zwracają uwagę, że najpewniejsze rezultaty daje sumowanie grubości dałek. Stwierdzają oni, że w ten sposób można wnioskować o rozsunięciu obszaru Islandii nawet o dziesiątki kilometrów, co nie wystarcza jednak dla teorii spredingu w koncepcji tektoniki płyt. Ta ostatnia korzysta głównie z pomiarów wieku bezwzględnego stref izochronicznych wychodni wulkanitów zasadowych przebiegających pasowo od ryftu na zewnątrz. J. G. Ross i A. E. Mussett (11) wykonali takie obliczenia dla platóbazaltów wschodniej Islandii na 65° szerokości północnej dla interwału czasowego 10 do 2 mln lat i otrzymali wartość spredingu rocznego nieco więcej niż 0,8 cm (w jedną stronę). Jest to zgodne z rezultatami osiągniętymi przez innych badaczy dla ryftu oceanicznego po północnej stronie Islandii (grzbiet Kolbeinsey) i po jej południowej stronie (grzbiet Reykjanes).

Badania J. G. Rossa i A. E. Mussetta były wykonane na północnym odcinku ryftu wschodniego, a więc w miejscu, gdzie budowa ryftu jest stosunkowo prosta, szczególnie przy uwzględnieniu tylko czwartorzędu, gdy wygasło lub wygasało północne przedłużenie (ryc. 6) ryftu zachodniego. Dla południowej Islandii natomiast, na południe od uskoku transformacyjnego Snaefellsjökull — Hofsjökull nie



Ryc. 6. Szcic rozmieszczenia ryftów i uskoku transformacyjnych według G. P. L. Walkera (23) uzupełniony przez autora na podstawie innych prac.

Czarne pasy — aktywne ryfty, które są lub były czynne w postglacjale, tj. w ostatnich 10 000 lat; czarne kółka — ryfty uśpione wyznaczone na podstawie wulkanizmu czynnego w młodym plejstocenie, tj. od 700 000 do 10 000 lat temu; puste kółka — ryft wygasły; cienka podwójna linia — dajki trzeciorzędowe i dajki staroplejstoceńskie; pasy skośnie szraflowane — uskoki transformujące; RR — Reykjanes Ridge, KR — Kolbeinsey Ridge — grzbiet śród-atlantyki.

Fig. 6. Distribution of rifts and transform faults (after G. P. L. Walker (23), supplemented on the basis of other works).

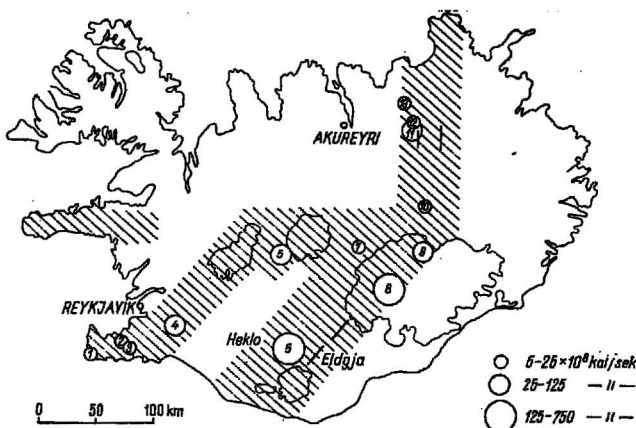
Black belts — rifts active in the Post-glacial times, i.e. during the last 10 000 years; solid circles — „sleeping” rifts traced on the basis of volcanism active in the Late Pleistocene, i.e. 700 000 to 10 000 years B. P.; open circles — extinct rift; thin double line — Tertiary and Early Pleistocene dykes; oblique hatched belts — transform faults; RR — Reykjanes Ridge, KR — Kolbeinsey Ridge — Mid-Atlantic Ridge.

wykonywano takich pomiarów. Szybkość spredingu opracował dla tego obszaru G. P. L. Walker (23), wychodząc z założenia, że szybkość ta jest mniej więcej proporcjonalna do sumarycznej szerokości stref ryftowych i stopnia ich aktywizacji na danym przekroju prostopadłym do ryftu. Otrzymałoby tylko wartości względne, z których wynika, że południowa Islandia ulega 3 do 4 razy szybszemu spredingowi niż północna i śród-atlantycki grzbiet w sąsiedztwie wyspy. Te różnice w szerokości i stopniu aktywizacji dały w efekcie większą grubość skorupy stref ryftowych pod południową Islandią, a nie większy spreding, jak pisze w krytycznej ocenie wniosków Walkera R. Searle (12).

#### PROBLEMY CHEMIZMU LAW ISLANDII

Wśród młodych law bazaltowych wyróżniono lawę alkaliczno-oliwinową, pochodzącą z większych głębokości i toleitowe (oliwinowo-toleitowe) — płytszego pochodzenia (14). Jak wynika z ryc. 7, bazalt toleitowy jest właściwy dla śród-oceanicznego grzbietu w strefach aktualnej aktywizacji (z wyjątkiem południowego zakończenia strefy wschodniej). Bazalt alkaliczny występuje na jego peryferii.

Innym zagadnieniem jest stwierdzona nieproporcjonalnie duża obfitość występowania wulkanitów kwaśnych. Rozwiązanie tej kwestii na Islandii, jak się zdaje, będzie miało znaczenie dla całej tektoniki globalnej. E. Steinthorsson (14) wyjaśnia powstanie law ryolitowych z magmy bazaltowej dzięki procesom hydratyzacji bazaltów, w związku z pogrążaniem ich w miarę przykrywania przez młodsze wyłewy i następnie metamorfizację, a ostatecznie topienie oraz wynoszenie na powierzchnię. Tłumaczenie takie nie wymaga uciekania się do założenia istnienia granitowej skorupy pod Islandią. W bardzo licznych pracach na ten temat wymienia się różne przemiany prowadzące do zróżnicowania chemizmu



Ryc. 8. Wielkość przepływu ciepła w centrach silnego podgrzania na tle obszarów postglacialnego wulkanizmu na Islandii, według S. Thorarinssona.

Fig. 8. The rate of heat flow in the centers of strong heating versus the areas of Post-glacial volcanism in Iceland (after S. Thorarinsson).

magm zasadowych i powstawania derywatów kwaśnych bez dopływu magm kwaśnych. Uważa się, że takie derywaty powstają przy procesach grawitacyjnej dyferencjacji, frakcjonalnej krystalizacji lub dyferencjonalnego topienia.

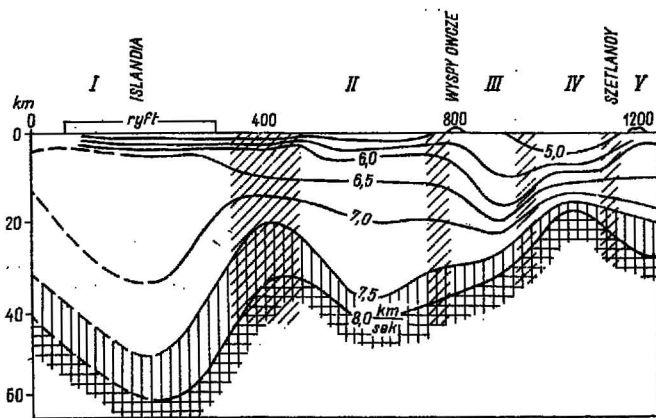
#### ROLA TEORII PŁAM GORĄCA

Analizowanie chemizmu law Islandii i jej otoczenia doprowadziło stopniowo do przedstawienia modelu mechanizmu ich powstania (2, 13, 4, 9). Prace te nie wyszły jeszcze poza gromadzenie analiz wybranych składników law i stawianie hipotez. S. Steinthorsson (14), który podsumowuje ich wyniki, stwierdza że poglądy te są jeszcze nieskrystalizowane. Punktem wyjścia badań jest wulkan Kverkfjöll, który jest uważany za centrum plamy gorącej. W jego otoczeniu stwierdzono najsilniejszą konwekcję ciepła (ryc. 1 i 8).

W rejonie tego wulkanu lawy toleńtowe wykazują największą koncentrację  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ; maleje ona w miarę oddalania się od centrum. Również inne komponenty mikroelementów, jak: skład izotopowy Sr i Pb zmieniają się z odległością od tego punktu. W ten sposób stwierdzono odmienność bazaltów Islandii do bazaltów grzbietu śródatlantyckiego, gdyż w odległości 400 km od wyspy anomalia zanika i w dalszej części grzbietu ustala się jednolity, nie zmieniający się skład badanych mikroelementów. Nie ulega więc kwestii, że Islandia jest zbudowana z nieco innego bazaltu niż grzbiet poza wyspą, ale nie ma pewności czy źródło magmowe było inne, czy zadeptywały tu różne procesy fizyczno-chemiczne przy przejściu od źródła magmowego — astenosfery do wylewów lawowych na powierzchni.

Na podstawie tych badań stwierdzono (4), że charakter bazaltów Islandii i wschodniej Grenlandii jest jednakowy i odpowiada produktom działalności pióropusza płaszcza na oceanach i procesów cienienia skorupy, jaki można obserwować w Afarze. Bazalty te nie zawierają śladów wpływu skorupy kontynentalnej. Ich obecność w grzbiecie śródatlantyckim w sąsiedztwie obszaru działania pióropusza płaszcza, a więc w sąsiedztwie Islandii dowodzi, jak ostatnio twierdzą wymienieni autorzy, rozprzestrzeniania się magmy pochodzącej z niego wzdłuż strefy osłabienia, która stanowił ryft oceaniczny.

Plama gorąca miała ogromne rozmiary (ok. 400 km średnicy lub więcej). Rezultatem długotrwałego działania tego czynnika było powstanie w neogenie Islandii. W związku z tym progi podmorskie łączące Islandię z Grenlandią ku zachodowi a Wyspami Owczymi ku wschodowi będą, jak podają wyżej cytowani autorzy, resztkami wylewów związanych z istnieniem na miejscu Islandii pióropusza płaszcza w okresie między eocenem i mioceniem.



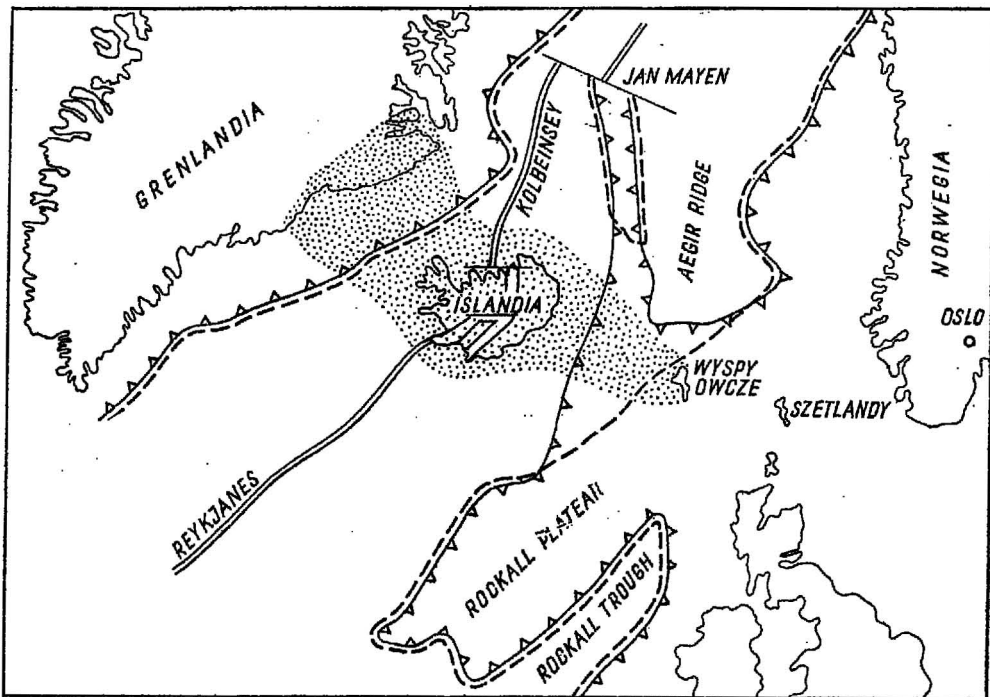
Ryc. 9. Schematyczny przekrój sejsmiczny skorupy między Islandią a Szetlandiami. Pionij skośne szrafowanie — granice bloków, według S. M. Zwieriewa i in. (24).

Fig. 9. Sketch seismic section through the Earth crust between Iceland and Shetland Is. Oblique hatched-block boundaries (after S. M. Zwieriew et al. (24)).

Takiemu pogładowi przeczy interpretacja — wykonanych między Islandią i Szetlandiami — badań sejsmicznych zawartych zarówno w pracach S. M. Zwieriewa et al. (24), jak i W. W. Bielousowa i J. J. Milanowskiego (1). Twierdzą oni, że badania sejsmiczne udowodniły istnienie skorupy kontynentalnej na E od Islandii. Pod tą wyspą grubość skorupy — dochodząca do 60 km (ryc. 2), a jednocześnie pozbawiona prędkości odpowiadających skałom granitoidowym — dowodzi w każdym razie obecności skorupy nietypowej. Natomiast na E od Islandii skorupa cechuje się prędkościami 6000 km/s do głębokości 10 km i grubością do 40 km. Są to decydujące fakty przemawiające za jej kontynentalnym charakterem, należy więc przyjąć model uwzględniający te dane (ryc. 10).

Analiza takiego modelu północnej części Oceanu Atlantyckiego prowadzi do następujących spostrzeżeń. Grzbiet Jan Mayen ma skorupę o dość wyraźnym kontynentalnym charakterze, jak pisze A. S. Laughton (8) i prawie przytyka do grzbietu położonego między Islandią i Wyspami Owczymi. Mógłby więc stanowić — nie podlegając oceanizacji — część kontynentu, który przed 60 mln lat stanowił obszar Atlantyku Północnego. W tym modelu, zdaniem A. S. Laughtona (8) i K. Hinza (6), Agadir Ridge, a więc grzbiet położony na E od Jan Mayen byłby śladem ryftu związanego ze spredingiem, który nastąpił w tej części oceanu przed 60 mln lat. Byłoby to otwarcie płyty kończące się Slepą ku S w okolicy Wysp Owczych. Taki model byłby zgodny z bardziej południową częścią Atlantyku, gdzie biegnący w przedłużeniu tego ryftu Rockall Trough (8) już nieco wcześniej (120 mln lat temu) odcinał od E część brzeżną skorupy kontynentalnej (Rockall Plateau).

Do wyjaśnienia pozostaje obecność na Wyspach Owczych oraz między nimi i Islandią (3) grubej pokrywy law toleńtowych o takim charakterze i wieku jak we wschodniej Grenlandii (4). Ich nagromadzenie można wytłumaczyć jedynie przyjęciem istnienia węzła potrójnego na terenie Islandii w miejscu pióropusza płaszcza, który — jak wiemy z teorii z nim związanej — objawia się istnieniem trójkramiennego pełknięcia skorupy. Dwa ramiona — jak zgodnie uznano — byłyby na miejscu ryftu śródatlantyckiego, a trzecie (o wygasającej z czasem działalności wulkanicznej) ciągnęłoby się w kierunku Wysp Owczych. Śladem przejawów magmatyzmu byłyby te wyspy oraz grzbiet biegnący między nimi i Islandią. Byłoby to zgodne z koncepcją wspólnej genezy law oceanickich Grenlandii Wschodniej i Wysp Owczych podanej przez P. E. Browna i J. E. Whitleya (4).



Ryc. 10. Szkic tektoniczny Atlantyku w rejonie Islandii, Grenlandii i Europy.

Fig. 10. Tectonic sketch of the Atlantic in region of Iceland, Greenland and Europe.

Linie ząbkowane — granice skorupy kontynentalnej płyt Grenlandii i Europy przy założeniu kontynentalności skorupy ziemskiej pod grzbietem Islandii — Wyspy Owczce; powierzchnia kropkowana — przypuszczalne rozmieszczenie bazaltów pochodzących z pióropusza płaszcz (plamy gorąca) wieku 55 mln lat — do dziś; linie podwójne — śródatlantycki grzbiet; linia przerywana — granice skorupy kontynentalnej przy założeniu oceanicznej genezy skorupy grzbietu Islandii — Wyspy Owczce. Granice płyt kontynentalnych Grenlandii i Europy wg J. R. Vann (22).

Teeth-saw lines — boundaries of Greenland and European continental plates delineated assuming continental nature of the Earth crust beneath Iceland — Faeroe Is. Ridge; dotted area — supposed distribution of basalts derived from mantle plumes during the last 55 m. y. double line — Mid-Atlantic Ridge; broken line — boundaries of continental crust delineated assuming the oceanic nature of the crust of the Iceland — Faeroe Is. Ridge; boundaries of continental plates of Greenland and Europe after J. R. Vann (22).

Istnieje jednak inna ewentualność koncepcji modelu tego obszaru, przyjmująca zresztą również istnienie węzła potrójnego i takiego samego układu ramion. Już S. M. Zwieriew et al. (24) zwrócili uwagę na podobieństwo modelu przekroju grzbietu śródatlantyckiego podanego przez M. Talwaniego et al. (15) z ich obserwacjami. Osłowe ciało (poduszka), utworzone z anomalnego płaszcz o gęstości 3–3,2 mogłoby odpowiadać, jak pisze S. M. Zwieriew i in. warstwom o prędkości 6,5–7,5 km/s przekroju refrakcyjnego i sięgać daleko od ryftu, a więc i do Wysp Owczych. Miąższość, głębokość i rozprzestrzenienie poziome są tu zgodne na przekrojach przedstawionych w obu pracach. Można by zaryzykować stwierdzenie, że prace refrakcyjne z 1974 r. potwierdziły model Talwaniego. Na podstawie tego stwierdzenia można skonstruować obraz tektoniczny tej części Atlantyku przedstawiony na ryc. 10, bez wprowadzania w sąsiedztwo Islandii skorupy kontynentalnej.

Podano już na początku artykułu, że Islandia dostarcza możliwości badania ryftu oceanicznego na powierzchni ziemi. Takie twierdzenie wymaga jednak pewnego omówienia. Wymuszona strefa ryftowa rzeczywiście występuje w Afarze. Tu grzbiet oceaniczny przebiegający przez wyspę jest nietypowy, gdyż powstał w nieco innych warunkach niż grzbiet Reykjanes i Kolbeinsey; jest to grzbiet na pióropuszu płaszcz o zbliżonej do nich morfologii i tektonice i nieco różnym chemizmie law.

#### LITERATURA

1. Bielousow W. W., Milanowski J. J. — O tektonice i tektonicznym położeniu Islandii. *Biul. Mosk. Obszcz. Isp. Prir., odd. geol.*, 1975, nr 3.

2. Bott M. H. P. — Structure and Evolution of the Atlantic Floor between Northern Scotland and Ireland. *Norges. geol. Unders.*, 1975, no. 316.
3. Bott M. H. P., Sunderland J., Smith P. J. — Evidence for continental crust beneath the Faeroe Islands. *Nature*, 1974, vol. 248.
4. Brown P. E., Whitley J. E. — Eastern Greenland basalts and their supposed plume origin. *Ibidem* 1976, vol. 260.
5. Deker R. W., Einarsson P., Mohr P. A. — Rifting in Iceland; new geodetic data. *Science*, 1971, vol. 173.
6. Hinz K. — Results of Geophysical Surveys in the Area of the Aegir Ridge, the Iceland Plateau and the Kolbeinsey Ridge. *Norges. geol. Unders.*, 1975, no. 316.
7. Jakobsson S. P. — Chemistry and distribution pattern of Recent basaltic rocks in Island. *Lithos*, 1972, no. 5.
8. Laughton A. S. — Tectonic Evolution of the Northeast Atlantic Ocean; a Review. *Norges. geol. Unders.*, 1975, no. 316.
9. O'Hara M. J. — Is there an Icelandic mantle plume? *Nature*, 1975, vol. 253.
10. Palmason G. — Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland. *Geophys. J. Roy. Soc.*, 1973, no. 33.
11. Ross J. G., Mussett A. E. — <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dates for spreading rates in eastern Iceland. *Nature*, 1976, vol. 259.
12. Searle R. — Spreading rate in Iceland. *Ibidem*, no. 261.
13. Sigvaldason G. E., Steinthorsson S., Oskarsson N., Imslund P. — Compositional variation in recent Icelandic tholeiites and the Kverkfjöll hot spot. *Ibidem*, 1974, vol. 261.
14. Steinthorsson S. — Iceland and the New Global Tectonics. *Maszynopsis*, Reykjavik, 1976.

15. Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. — Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. *Jour. Geoph. Res.*, 1965, vol. 70, no. 2.
16. Tryggvason E. — Measurement of surface deformation in Iceland by precision levelling. *Ibidem*, 1968, vol. 73.
17. Thorarinsson S. — Geology and physical geography. [In:] Iceland. Reykjavik, 1975.
18. Thorarinsson S. — On the geology of Iceland with special reference to some limited areas Icelandair. *Löfteldir Icelandic*, 1976.
19. Thorarinsson S. — Roadlog. South- and Southwest Iceland. Maszynopis, Reykjavik, 1976.
20. Thorarinsson S. — Roadlog. Reykjavik — Akureyri — Myvatn — Askja — Akureyri —

Varmland. Scandinavian geol. excursion 1968. Maszynopis Reykjavik, 1976.

21. Thorarinsson S., Saemundsson K., Williams R. — ERTS-1 Image of Vatnajökull. Analysis of Glaciological, Structural, and Volcanic Features. *Jökull*, 1973, no. 23.
22. Vann R. J. — A modified predrift fit of Greenland and western Europe. *Nature*, 1974, vol. 251.
23. Walker G. P. L. — Excess spreading axes and spreading rate in Iceland. *Ibidem*, 1975, vol. 255.
24. Zwieriew S. M., Kosminskaja I. P., Krasilszczikowa G. A., Mihoła G. G. — Główność strojenije Islandii i Islandsko-Farjersko-Szetlandzkiego riegiona po riezultatam sejsmiczeskich issliedowanij (NASP-72). *Biul. Mosk. Obszcz. Isp. Prir. otd. Geol.*, 1975, nr 3.

## SUMMARY

The author's scientific journey to Iceland made possible analysis of the newest geological concepts of the genesis of that island, thanks to the courtesy of Professor S. Thorarinsson. The descriptive part of the paper is based on monographic literature and autopsy. It is worth to note that the Pliocene/Pleistocene boundary is placed at 3 m. y. and 1.8 m. y. or less in Iceland and Europe, respectively. A special attention should be paid to Icelandic rift fissures open or filled with young lava, which clearly evidence tension conditions. The migration of rift zones in time is clearly marked. It may be noted that the zones were generally shifting eastwards in the area of the island during the last few millions years whilst their position was relatively constant in neighbouring oceanic areas. The frequency of eruptions of endogenic material is fairly stable and the interval between eruptions is 5 years long. Transform faults may be noted on both ends of the island. The majority of earthquake epicenters and some volcanos are situated along these faults. The island supplied some data for measuring the rate of spreading, estimated at 1 cm per year in each direction. The genesis of acid lava belong to the most controversial questions connected with Iceland. A lot of work has been done in order to identify processes responsible for segregation of acid derivatives such as rhyolite which are much more common than it would follow from earlier calculations.

Iceland originated above „hot spot” as a product of eruption of lava from „mantle plume”. It was found that the lavas from eastern Greenland and Shetland Is., formed more than 55 m. y. ago, are identical in chemical composition as those from Iceland, differing in age only. The chemical composition of all the lavas is somewhat different from that of lavas from the mid-oceanic ridges, being typical „mantle plume” lavas. The question whether there was a single or more sources of the two types of lava is still open.

The recent studies carried out by Soviet teams have given accurate refraction seismic profile from Iceland to Shetland Is. The interpretation of the profile has evidenced the presence of continental crust beneath Shetland Is. and Faeroe Is. and a ridge continuing further towards the shores of Iceland. A new concept of the tectonics of the Atlantic Ocean, presented here, takes into account the results of the seismic studies (Fig. 10). However, the comparison of the refraction seismic data with the model of the Mid-Atlantic Ridge presented by Talwani and others (1965) has shown that it is possible to accept another point of view (Fig. 10), that is that the crust of the Iceland — Faeroe Ridge is anomalous oceanic crust. In this way the well-known tectonic image of this part of the Atlantic, that is that proposed by the supporters of the new plate tectonics, is revisited.

## РЕЗЮМЕ

Научная экскурсия автора в Исландию при любезности проф. С. Торариссона, позволила провести анализ новейших концепции касающихся генезиса этого острова. Описательная часть статьи основана на монографической литературе и личных наблюдениях. В геологии Исландии обращает внимание — разное от принятого в Европе — мнение по геохронологическому пределу, определенному количеством лет между плиоценом и плейстоценом. В Исландии принимается 3 млн лет, а в Европе только 1,8 млн или даже меньше. Среди самых характерных явлений обращают внимание щели разрыва — открытые или наполненные молодой лавой. Наблюдается изменение положения этих зон во времени, а именно их движение в течении последних нескольких миллионов лет с запада на восток. Частота явлений выброса эндогенного материала относительно неизменная. Интервал времени между выбросами равняется 5 лет. На острове и по его двух сторонах наблюдаются трансформационные сбросы, на которых выступают эпицентры землетрясений и изредка вулканы. Одним из рассуждаемых вопросов является генезис кислых лав. Большое место отведено исследованиям процессов, которые могут вызвать выделение из базальтовой магмы кислых дериватов, как риолит, которых на острове находится больше, чем это вытекает из вычислений. Исландия образовалась на „hot spot”, как продукт выброса лав „mantle plum”. Установлено, что лавы восточной Гренландии и Овчих островов имеют точно такой же состав, как лавы Исландии, хотя они гораздо старше. Химические свойства всех этих лав немного разные чем лав океанических хребтов, они обладают свойствами лав из „mantle plum”. Рассуждается вопрос одного или нескольких источников магмы этих двух типов лавы.

Новейшие советские исследования вмещали точные измерения в области рефракционной сейсмики в разрезе от Исландии до Шетландских островов. На основании этих исследований их авторы пришли к выводу, что этот разрез доказывает континентальности коры под Шетландскими и Овчими островами, а также под хребтом простирающимся к берегам Исландии.

Автор статьи представил новую концепцию тектоники Атлантического океана, с учетом вышепредставленного вывода (фиг. 10). Сравнивая результаты рефракционных исследований с моделью разреза средиаатлантического хребта, представленной Тальвани и другими (1965), автор приходит к выводу, что кора хребта Исландия — Овчие острова является аномальной океанической корой. Такой взгляд на тектоническое строение этой части Атлантического океана представляют многие авторы.