

**WIEK ISOCHRONOWY Rb/Sr GRANITU KARKONOSKIEGO  
Z KAMIENIOŁOMU SZKLARSKA POREBA HUTA  
ORAZ OZNACZENIE STOSUNKU INICJALNEGO  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  W TYMŻE GRANICIE**

UKD 550.93:[546.35+546.42]:552.321.1(234.57)

Badania uwidocznione w tytule, w zakresie określania stosunków ilościowych między izotopami strontu, nie są dotychczas wykonywane w kraju, z tego względu prezentowana praca jest wynikiem współdziałania międzynarodowego. Pierwszy i trzeci z autorów pracują w wyspecjalizowanym laboratorium oznaczania wieku izotopowego i są odpowiedzialni za oznaczenie zarówno izochrony Rb/Sr, jak i za ustalenie inicjalnego stosunku między  $^{87}\text{Sr}$  a  $^{86}\text{Sr}$ . Byli oni też obecni przy pobieraniu próbek skalnych i nauczyli autora polskiego, jakie próbki dają największe szanse otrzymania czytelnych wyników. Drugi z autorów jest odpowiedzialny za całą pozostałą część tekstu. Przedstawione oznaczenia są pierwszymi z serii prób dostarczonych do Clermont–Ferrand, reprezentujących różne odmiany granitu karkonoskiego. W przyszłości pokłada się nadzieję w oznaczeniu wieku izotopowego próbek pochodzących z różnych głębokości 1000-metrowego otworu Jakuszyce. W wypadku uzyskania niekwestionowanych wyników, będzie można obliczyć szybkość ostygnięcia plutonu.

Dotychczasowe oznaczenia wieku granitu Karkonoszy – z wynikiem ok. 300 mln lat (my) – wykonywane były zazwy-

czaj na biotycie metodą K/Ar, która jak wiadomo ma dość ograniczone znaczenie. Badano głównie granit średnioziarnistoporfirowaty, który w różnych miejscach jest penetrowany młodszym granitem drobnoziarnisto–porfirowatym (granofirowym w terminologii 5), a oddziaływania termiczne młodszej magmy mogły otworzyć sieci mineralne w starszym granicie, ułatwić ucieczkę argonu i w ten sposób odmłodzić wiek radiologiczny granitu. Nie ma zatem nic zaskakującego w tym, że jedyne oznaczenie wieku granitu metodą trakową (16) na cyrkonach (temperatura zamknięcia  $200^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$ ) dały w wyniku wiek 326 my ( $\pm 32$ ). Oznaczenia trakowe mają jednak ten mankament, że podają wiek w bardzo szerokich granicach, w wypadku cytowanym od 358 do 294 my.

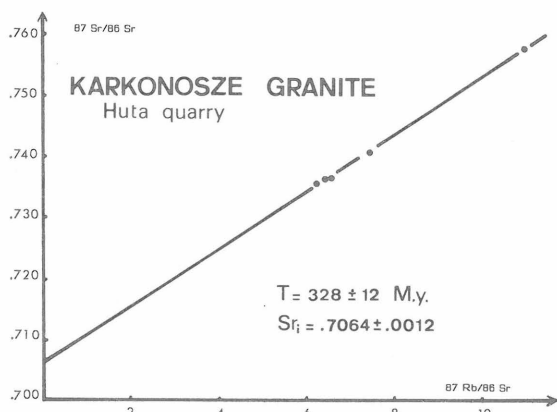
Z wymienionych względów jest istotne, że obecnie uzyskano oznaczenie wieku dla całej skały. Metoda izochronowa Rb/Sr w założeniu daje wiek umiejscowienia się magmy (10) i jej konsolidacji, co jest prawie tym samym, bo magma staje w swym marszu, kiedy konsoliduje.

Materiał pobrano z granitu równoziarnistego z pasmami szlirów biotytowych, w kamieniołomie Szklarska Poręba Huta. Tego rodzaju granity występują niekiedy w

obrębie granitów porfirowatych, na co zwróciła uwagę M. Borkowska (5). Zmienny skład mineralny próbek, o różnej zawartości biotytu, ułatwił uzyskanie wyraźnej izochrony, opartej na 5 punktach oznaczeń (ryc. 1).

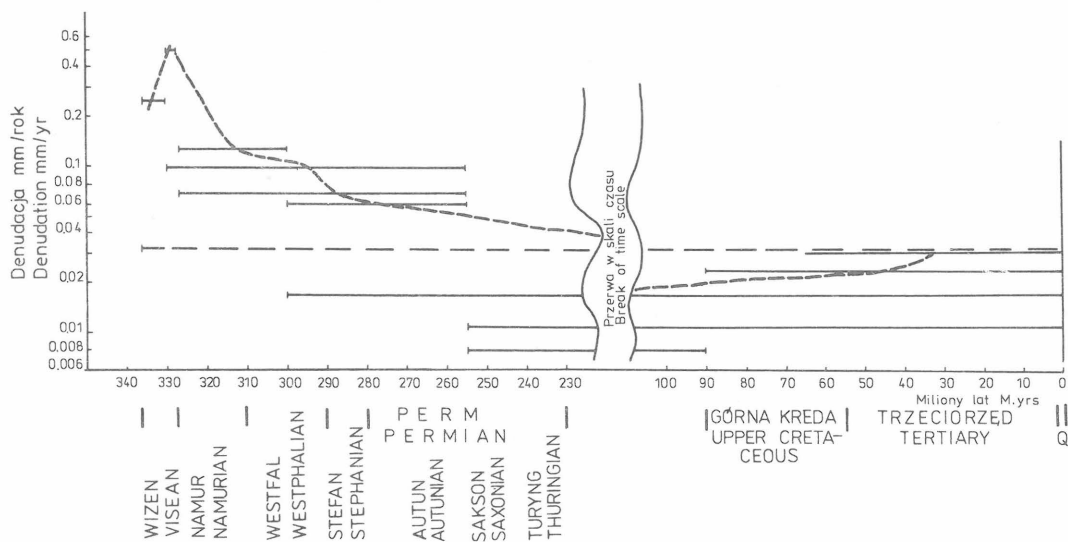
Zawartość Rb i Sr oznaczono na spektrometrze dyspersyjnym XRF. Dokładność wyznaczenia stosunku Rb/Sr wynosiła do 1,5%. Stosunek  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mierzono na spektrometrze masowym typu VG 54 E z dokładnością do 0,004%. Izochronę wyliczono przy użyciu algorytmu Yorka (49). Błędy odnośnie do wieku i stosunku inicjalnego między izotopami stronu obliczono na poziomie ufności 95%. Stałą przemiany promieniotwórczej  $^{87}\text{Rb}$  przyjęto (41) jako  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ rok}^{-1}$ .

Wiek granitu (całej skały) oznaczono na  $328 \pm 12 \text{ my}$ , a stosunek inicjalny  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  wynosił  $0,7064 \pm 0,012$ . Wiek ten w skali chronologicznej W.B. Harlanda (14) odpowiada najniższemu namurowi, a wg skali van Eisinga (1975) – górnemu wizenowi. Należy przypomnieć, że dotychczasowe dociekania geologiczne odnośnie do wieku granitu karkonoskiego reprezentowały dwie linie. E. Bederke (1) i W.E. Petrascheck (32), a za nimi J. Oberc (31) wiązali intruzję magmy karkonoskiej z fazą asturyjską, ponieważ żyły lamprofirowe (wiązane z tą magmą) przecinają osady kulmu, namuru, westfalu i najstarszego ottweileru niecki wałbrzyjskiej. Już w ottweilerze znajdo-



Ryc. 1. Wykres izochrony Rb/Sr opartej na 5 próbkach granitu pochodzącego z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta, Karkonosze

Fig. 1. Curve of isochrone Rb/Sr based on 5 granite samples from the quarry Szklarska Poręba Huta, Karkonosze Mts.



Ryc. 2. Krzywa denudacji Prakarkonoszy (wg M.P. Mierzejewskiego, 22)

wano otoczaki lamprofirów, a więc granit uznano za „asturyjski” (32). Powyższe poglądy nie uwzględniają tego, że jeszcze po głównym procesie intruzywnym mogą się tworzyć różnego rodzaju żyły, a więc obserwacje autorów niemieckich wyznaczały tylko górny, schyłkowy wiek aktywności magmowej, główny etap intruzywny zaś mógł być znacznie starszy, nawet dolnokarboński (24).

Drugą linię rozumowania reprezentował H. Cloos (8), który korelował czas intruzji karkonoskiej z okresem tworzenia się niecki śródsudeckiej. Podobnie sądzili J. Teisseyre, A.K. Teisseyre oraz dręgi z autorów artykułu, którzy związali powstanie fleksury Rudaw Janowickich i sedymentację kulmu u podnóża tych gór z intruzją magm karkonoskich. W rozważaniach o denudacji Prakarkonoszy zauważono, że maksimum niszczenia tych gór przypada na górny wizen (wg A.K. Teisseyre'a, *vide* 22), co miało związek ze szczytowym punktem rozwoju procesów intruzywnych (ryc. 2). Obecny wynik dobrze koresponduje z tą opinią. Jeśli szczyt procesów intruzywnych przypada na górny wizen, to oczywiście konsolidacja magmy jest nieco młodsza i przypada według obecnie przedstawionego datowania na najniższy namur. Wiek konsolidacji pozostałych głównych odmian, czyli granitu drobnoziarnisto-porfirowatego i granitu średnioziarnisto-równoziarnistego (grzbietowego), pozostaje kwestią otwartą.

Byłoby uproszczeniem, gdyby teraz z kolei utrzymywać, że granit jest „sudecki”, tak jak niegdyś sądzono, że jest „asturyjski”. Obecne datowanie jedynie dowodzi, że granit w badanym członie uległ konsolidacji w dolnym namurze. Podobnie, uprzednio widzieliśmy tylko, że ostygł do temperatury  $250^\circ$  w górnym westfalu, co nie znaczyło, że był związany z fazą asturyjską. Nie wiemy nadal, kiedy się rozpoczęły procesy intruzywne. Przypuszczalnie zjawiska te miały charakter pulsacyjny, skorelowane były z nimi cykle osadzania dolnego karbonu w niecce śródsudeckiej. Pulsacyjny charakter przebiegu intruzji magmy granitowej został udowodniony przez J.S. Myersa (28) w dolinie Fortaleza w Peru. Koreluje się to z rozważaniami teoretycznymi o mechanizmie intruzji (15, 13) tworzących batolit czy pluton. W Rudawach Janowickich, we E części masywu granitowego, natrafiono na zjawiska dające się podobnie interpretować (26). Skłania to do przypuszczenia, że początki procesów intruzywnych sięgają daleko wstecz, być może aż do turneju.

Fig. 2. Curve of denudation of the pre-Karkonosze Mts. (after M.P. Mierzejewski, 22)

Z jakim zatem epizodem geologicznym wiąże się ta intruzja? W sąsiadującym od północy bloku gnejsów izerskich wiek intruzji (emplacement) skał wyjściowych dla gnejsów izerskich wynosi (6) 462 my, natomiast kiedy te skały zostały zdeformowane w gnejsy, nie wiadomo. Według niezupełnie pewnych danych geologicznych (30, 31) dynamometamorfoza zaszła dość wcześnie, bo jeszcze przed ordowikiem. Dopóki nie będzie wiadomo, kiedy nastąpiło zdeformowanie skał izerskich, trudno będzie rozważać, czy istniały związki między tym procesem a intruzją karkonoską. Luka czasowa między szczytem dynamometamorfizmu a wiekiem granitów tego samego cyklu wynosi zazwyczaj ok. 30 my, jak to wynika z oznaczeń radiometrycznych przeprowadzonych we Francji (10) i W. Brytanii (33), a co uprzednio suponował H.G. Wunderlich (47) i co można zauważyć na diagramie M.P. Mierzejewskiego (24), odnoszącym się do relacji przestrzenno-czasowych między fałdowaniem, intruzjami a tworzeniem się niecek sedymentacyjnych w Sudetach.

Próba korelacji intruzji karkonoskiej z czasem metamorfozy w przyległych Górach Kaczawskich nie daje jasnej odpowiedzi. Z jednej strony – do piętra epimetamorficznego Gór Kaczawskich należy jeszcze wizen (7). Intruzja karkonoska jest więc starsza lub co najwyżej synchroniczna, a nie 30 my późniejsza od metamorfozy Gór Kaczawskich, a przecież granit Karkonoszy jest post- lub późnokinematyczny. Czy zatem przyczyn intruzji doszukiwać się w oparciu o schemat, wg którego magmy uchodzą za produkt ultrametamorfizmu? Poza tym nie wiadomo, czy głębokie partie Gór Kaczawskich podlegały kiedykolwiek bardziej zaawansowanemu metamorfizmowi.

Z drugiej strony – stojąc na gruncie wyobrażeń prezentowanych niegdyś przez H.H. Read (39) można by przyjąć, że granit w głębi ma cechy ciała syntektonicznego (synkinematycznego), a w części górnej, obecnie rozcinanej przez erozję, jego deformacja zanika i ma on tu już cechy ciała późnokinematycznego. Rzeczywiście, w głębokim otworze Jakuszyce natrafiono na nikielce zaczątki struktur planarnych. Związek czasowy intruzji magm karkonoskich z metamorfozą i deformacją w Górach Kaczawskich nie jest więc wykluczony.

Wiązanie generowania magmy karkonoskiej (dolny karbon) z metamorfozą Rudaw Janowickich (górnny sylur) wobec braku dokładnych datowań tej ostatniej, jest przedsięwzięciem przedwczesnym, choć wobec występowania tam łupków glaukofanowych (45) – dość interesującym.

Obecnie przedstawione datowanie granitu Karkonoszy ułatwia zrozumienie, kiedy powstały w nim oznaki tektoniki fałdowej (pofałdowane żyły aplitowe), bowiem ich związek czasowy z dofałdowaniem stwierdzonym w Górach Kaczawskich nie jest wykluczony.

Znacznie trudniejszy do zinterpretowania i wplecenia go w geologię Sudetów jest wynik, jaki otrzymano dla stosunków izotopowych między  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Aby wyjaśnić to zagadnienie, trzeba nadmienić o niektórych odkryciach, jakie poczyniono odnośnie do petrologii skał magmowych. Przedstawiono je w ujęciu historycznym. Autor nie jest petrologiem, dlatego uwagi poniższe będą powierzchowne.

W początkach lat sześćdziesiątych wprowadzono powszechnie do petrologii badania geochemiczne. Starano się szeroko badać spektra geochemiczne skał od płaszczu aż po górną skorupę. Między innymi dobrym wyróżnikiem poszczególnych powłok Ziemi jest stosunek początkowy między  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , gdzie  $^{87}\text{Sr}$  jest produktem rozpadu

promieniotwórczego  $^{87}\text{Rb}$ . Rubidu jest mało w płaszczu a znacznie więcej w skorupie kontynentalnej, zatem stosunki między dwoma izotopami strontu uważane są za wskaźnik pochodzenia danej skały albo z płaszczu, albo ze skorupy kontynentalnej. Stosunki te ilustruje wykres Powella i Faura (ryc. 3). W 1962 r. Hurley zauważył, że niektóre granity mają inicjalny stosunek izotopowy strontu podobny do takich stosunków, jakie są typowe dla materiału płaszczu. Tłumaczono to następująco (fide 21):

A. Osad eugeosynklynalny zawierał dużo materiału płaszczowego i po przetopieniu wraz z magmą, pochodny granit wykazuje niskie stosunki inicjalne  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Peterman et al. 1967).

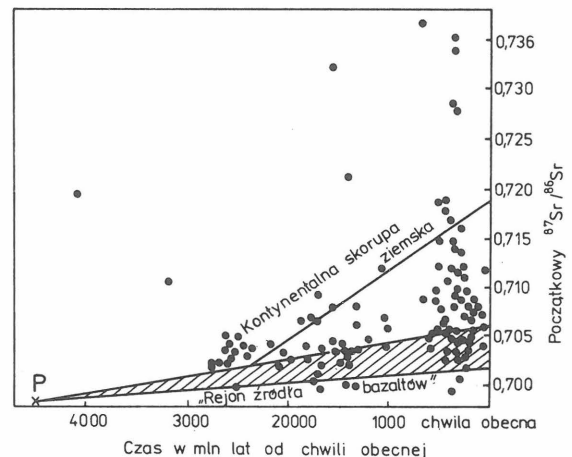
B. Oceaniczna skorupa z nadległymi osadami została wciągnięta w strefę Benioffa i wytopiona selektywnie, produkując granity (Green, Ringwood 1968). Wzorowane zapewne na tym interesujące rozwiązanie zaproponował dla granitu Strzegom – Sobótka J. Puziewicz (38).

C. Granity mogą być bezpośrednio generowane w płaszczu (Matsumoto 1965 i 1968).

W latach siedemdziesiątych A. White i B.W. Chappel (42) podzielili na podstawie cech geochemicznych granitoidy wschodniego wybrzeża Australii na typ „I” oraz „S”. Typ „S” jest produktem ultrametamorfizmu skał, które przeszły uprzednio przez procesy wietrzeniowe i sedymentację. Typ „I” pochodzi ze skał ogniowych płaszczu. Odmienności granitoidów dotyczą wielu cech, m.in. różnic w inicjalnych stosunkach między izotopami strontu. Odkrycie tu ma duże znaczenie, ponieważ do dziś rozwijana typologia granitów, dopasowana do teorii tektoniki płyt, opiera się m.in. na tym wskaźniku.

Najbardziej konsekwentnego i przejrzystego podziału dokonano w obszarze zachodniego wybrzeża Ameryki Południowej, gdzie przez wiele lat oprócz geologów miejscowych pracowały ekspedycje uniwersytetów brytyjskich (głównie z Liverpoolu) przy współpracy Francuzów; badania te podsumowano w pracy (34).

Nieco wcześniej podzielono plutony na 5 typów (33): „M” – czyli pacyficzne, „I”-kordylierowe lub andyjskie,



Ryc. 3. Hipotetyczny model ewolucji stosunków izotopowych strontu w płaszczu i skorupie ziemskiej (wg Faure i Powella, fide 35). Pole zakreskowane przedstawia inicjalne wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w „rejonie źródła bazaltów” (górnny płaszcz). Punkty reprezentują początkową wartość  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w granitoidach. P – początkowy stosunek  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na Ziemi

Fig. 3. Hypothetic model of evolution of isotopic relations of strontium in earth mantle and crust (after Faure and Powell, fide 35). Hatched fields mean initial values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in “the region of basalt origin” (upper mantle). Dots represent a primary value of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in granites. P – primary ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  on the earth

„I”-kaledońskie, „S”-hercyńskie i „A”. Plutony „M” – związane są z łukami wysp, składają się głównie z małych ciał plagiogranitów i gabr, a ich wskaźnik  $i$  (inicjalny)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,704$ . Plutony „I”-kordylierowe, to przeważnie wielkie, linearne batolity tonalitowe, z ciałami diorytów, monzogranitów i gabr. Występują one na lądzie przy krawędzi kontynentu, wskaźnik  $i$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,706$ . Plutony „I”-kaledońskie, *locus typicus* kaledonity brytyjskie, składają się z granodiorytów z małymi ciałami diorytów i gabr. Powstają w czasie inwersji tektonicznej, po zamknięciu zbiornika. Ich wskaźnik  $i$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mieści się w granicach 0,705–0,709. Plutony „S” – składają się z granitów leukokratycznych, monzogranitów i granitoidów biotytowych,  $i$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,708$ . Powstają one przy kolizji kontynentów albo w obszarze kratonicznym, zatem są wytapiane ze skał skorupy kontynentalnej. Plutony „A” są zbudowane

wane głównie z granitów biotytowych, niekiedy z granitów alkalicznych. Na ogół są one postorogeniczne, często towarzyszą im zapadliska koliste (ang. cauldrons). Stosunek  $i$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  waha się od 0,703 do 0,712.

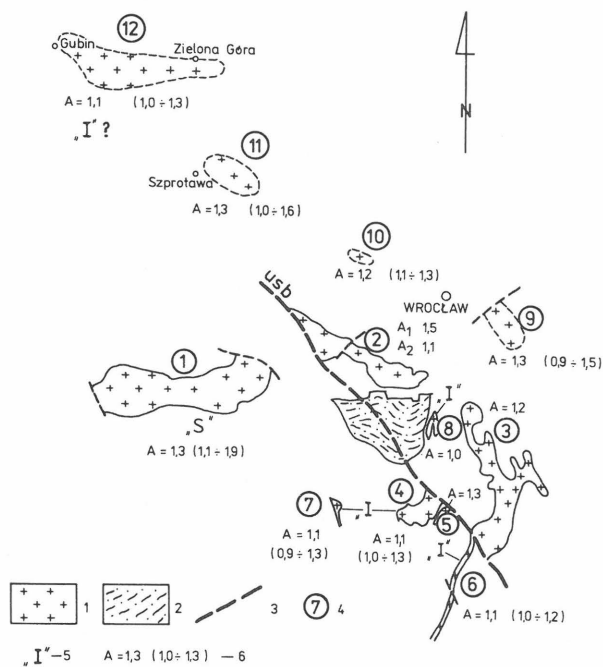
Przedstawiony podział jest wielkim skrótem typologii W.S. Pitchera, która obejmuje 11 cech, m.in. ważny stosunek molowy glinu do alkaliów

$$\frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K} + \frac{\text{Ca}}{2}}$$

nity wytopione ze zmetamorfizowanych skał osadowych skorupy kontynentalnej są hiperglinowe (ang. peraluminous), tzn. zawierają więcej Al niż alkali (granitoidy „S”). Te zaś typu „I” (kordylierowe i kaledońskie), generowane przy współdziałaniu materiału płaszczka, zawierają w sumie tyle alkali co i glinu (granitoidy mezoglinowe, ang. metaluminous). Typologia granitów Pitchera rozpatruje granity w obrazie mapy – w poziomie, a ich zmienność jest funkcją odległości od konwergentnej (zbieżnej) granicy między płytami. Schemat P.J. Wylliego (48) odnosi się z kolei do zakresów głębokości, w jakich wytapiają się poszczególne rodzaje magm, w strefie Benioffa i ponad nią, przy różnych wariantach temperaturowych w płaszczku i skorupie. Schematy Pitchera i Wylliego uzupełniają się więc wzajemnie w przestrzeni. Mogłoby się więc wydawać, że pozostało jedynie dopasować uzyskane wyniki dotyczące Karkonoszy do tych schematów i tajemnica generowania magm karkonoskich będzie rozwiązana. Nic bardziej błędnego.

O złożoności tego problemu świadczy przegląd badań dokonany przez A. Polańskiego (35, s. 142–151). Według Faure’a i Powella (1972, *vide* 35) inicjalny stosunek  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$ , a więc taki, jaki uzyskano dla granitu Karkonoszy, odpowiada wytapianiu magm granitowych z podłoża kontynentalnej części skorupy ziemskiej. Miały one powstać albo przez dyferencjację pierwotnej magmy bazaltowej, albo przez frakcjonalne topienie górnego płaszczka (35, s. 143 i 146). Jednakże granit Karkonoszy jest granitem palingenetycznym (5), a enklaw w nim zawartych nie sposób uznać za resztki po wytopionych bazaltach. G. Kryza, A. Kuśnierz i A. Majerowicz (17) wśród cyrkonów wyseparowanych z granitów karkonoskich stwierdzili liczne ziarna pochodzenia premagmowego, które przeszły przez cykl hipergeniczny. Podobnie A. Grodzicki, *vide* 25) wśród cyrkonów karkonoskich wyróżnił domieszkę cyrkonów czerwonych, najprawdopodobniej pochodzących z jakiejś serii przedmagmowej. Poza tym wskaźnik  $\frac{2\text{Al}}{2\text{K} + 2\text{Na} + \text{Ca}}$  dla granitów karkonoskich jest wysoki i wynosi 1,3. Przedstawione argumenty przemawiają za przyjęciem kontynentalnej skorupy a nie płaszczka jako miejsca wytapiania magm karkonoskich; te ostatnie zaś należy uznać za typ „S” *sensu lato*, dlatego że powstały one prawdopodobnie nie tylko przez wytopienie serii para, ale raczej jakichś serii mieszanych, orto i para.

Położenie „S” granitów Karkonoszy względem innych granitoidów Dolnego Śląska przedstawiono na ryc. 4. Podane na niej stosunki między Al a alkaliami są porównaniami molowymi z wagowych analiz chemicznych, zestawionych dla poszczególnych granitoidów w: (2–5, 11, 12, 18, 40, 43, 44). Z części tych prac oraz (46) i (51), jak też z danych umieszczonych na ryc. 4 wynika, że masyw kudowski, kłodzko-złotostocki i niemczański należą do typu „I” w nomenklaturze W.S. Pitchera (33). Nie wchodząc w dywagacje czy ukazany na ryc. 4 wskaźnik „A” jest zawyżony i dlatego (brak przecież minerałów wysokoglinowych w granicie Karkonoszy), zauważa się wyraźny kontrast między wartościami „A” obliczo-



Ryc. 4. Rozmieszczenie granitoidów Dolnego Śląska

1 – granitoidy, 2 – blok gneisów Sowich Gór, 3 – usk – usk sudecki brzeżny, 4 – masywy: 1 – Karkonosze, 2 – Strzegomia–Sobótka, 3 – Strzelina–Żulowej, 4 – Kłodzka–Złotego Stoku, 5 – Jawornika–Orłowca, 6 – Gór Bialskich, 7 – Kudowej, 8 – Niemczy, 9 – Wrocławia, 10 – 11 – Szprotawa, 12 – Gubina; 5 – typy granitoidów „I” lub „S”, 6 –

A – wskaźnik (mol)  $\frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K} + \frac{\text{Ca}}{2}}$  wyliczony jako średnia ze

zbioru dostępnych analiz chemicznych. Liczby w nawiasach – wartości skrajne w zbiorze, z którego obliczono średnią

Fig. 4. Location of granites in Lower Silesia

1 – granites, 2 – block of gneisses of the Sowie Mts., 3 – sub-Sudetic marginal fault, 4 – massifs of: 1 – Karkonosze, 2 – Strzegomia–Sobótka, 3 – Strzelina–Żulowa, 4 – Kłodzko–Złoty Stok, 5 – Jawornik–Orłowiec, 6 – Bialskie Mts., 7 – Kudowa, 8 – Niemcza, 9 – Wrocław, 10 – 11 – Szprotawa, 12 – Gubin; 5 – types of granites „I” or „S”, 6 – A –

index (mol)  $\frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K} + \frac{\text{Ca}}{2}}$  calculated as mean value from

accessible chemical analyses. Numbers in brackets mean extreme values, the average of which was calculated

nymi dla granitowego masywu Karkonoszy i dla pasa Kudowa–Niemcza z ciałami tonalitów. Granitoidy wrocławskie, szprotawskie i gubińskie są rozpoznane wierceńiami tylko punktowo. M. Sachanbiński uważa (40), że spektra geochemiczne jednego z nich przypominają masyw kłodzko-złotostocki. Masyw karkonoski zajmuje zatem pozycję wewnętrzną w stosunku do łuku utworzonego przez granitoidy, które być może przynajmniej w części należą do typu „I”. Łuk ten pokrywa się mniej więcej z osią symetrii rozbieżnej, uwidocznionej na mapie tektonicznej waryscydyów środkowoeuropejskich (37). Na odcinku niemczańskim rozbieżny układ struktur planarnych pokazany jest na mapie H. Dziedzicowej (12, s. 66), natomiast w skali Sudetów potwierdzony jest imbrykacyjnym ułożeniem wielkich bloków (23). Ta rozbieżna symetria w powiązaniu z intruzjami typu „I” zyskuje głębsze znaczenie. Mapka (ryc. 4) jest więc dalszą cegiełką do wzmocnienia sugestii wyrażonej niegdyś przez S. Cwojdzńskiego (9), a uzasadnionej w (20, 29, 50), że strefa kłodzko-niemczańsko-sobótkowska jest śladem po dawnej skorupie niekontynentalnej.

Wracając do Karkonoszy, pozostaje pytanie, dlaczego ten granitoid, jeśli jest typu „S”, wykazuje tak niski inicjalny stosunek między izotopami strontu? Wydaje się, że wytłumaczyć można to w dwojaki sposób: albo magma karkonoska była domieszkiwana materiałem płaszczowym, albo pierwotna skorupa, z której był wytapiany granit, była uboga w Rb (z którego powstał drogą promieniotwórczego rozpadu  $^{87}\text{Sr}$ ).

Za pierwszą możliwością przemawia obecność żył lamprofirowych w Karkonoszach. Według (27) lamprofiry są rezultatem asymilacji bazytowego materiału przez kwaśną magmę. Za drugim tłumaczeniem zdają się przemawiać wyniki badań M. Borkowskiej (5). Na podstawie analizy enklaw doszła ona do wniosku, że „kompleks, z którego się wytopiła magma granitowa przypuszczalnie nie miał składu granitu. W skład jego prawdopodobnie wchodziły gnejsy, amfibolity i inne skały należące do facji amfibolityowej” (*op. cit.* s. 102). Jeśli gnejsy te wcześniej przeszły przez cykl magmowy (6), to zgodnie ze znaną skłonnością rubidu do gromadzenia się w ostatnich produktach dyferencjacji magmowej (35) można przyjąć, że z serii wyższej magm karkonoskich rubid został w znacznym stopniu już dawno wypompowany. W rezultacie spowodowało to niski stosunek inicjalny  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w pochodnym granicie karkonoskim.

## PODSUMOWANIE

Intruzja granitu karkonoskiego, datowana izochroną Rb/Sr, nastąpiła 328 mln lat temu, na przełomie dolnego i górnego karbonu. Być może zaczęła się ona znacznie wcześniej i przebiegała (od turneju?) pulsacyjnie. Pluton karkonoski wykazuje cechy granitów „S” wytopionych ze skorupy kontynentalnej. Niski stosunek inicjalny między izotopami strontu tłumaczy się zarówno domieszczeniem materiału płaszczowego, jak i zubożeniem substancji premagmowej w rubid.

Podział granitoidów Dolnego Śląska zamieszczony na ryc. 4 jest jedynie hipotezą roboczą. Zakwalifikowanie ich do odpowiednich typów wymaga jeszcze dodatkowych badań. Prawidłowa typologia granitoidów dolnośląskich ma ogromne znaczenie dla odtworzenia rozwoju geotektonicznego tego regionu.

Poczuwam się do miłego obowiązku podziękować Profesorowi Wojciechowi Jaroszewskiemu za cierpliwą korektę, po której tekst stał się bardziej zwięzły.

## LITERATURA

1. Bederke E. — Das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. Schles. Ges. 1936.
2. Bereś B. — Petrografia granitu Strzelina i okolicy. Arch. Miner. 1969 z. 2.
3. Borkowska M. — Granit ze Strzelina i towarzyszące mu skały krystaliczne. Ibidem 1956 z. 1.
4. Borkowska M. — Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. Ibidem 1957 z. 2.
5. Borkowska M. — Petrografia granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica 1966 vol. 2.
6. Borkowska M., Hameurt J., Vidal P. — Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol. 1980 nr 2.
7. Chorowska M. — Utwory dewonu górnego i karbonu dolnego na południowym obszarze Gór Kaczawskich. Prz. Geol. 1975 nr 3.
8. Cloos H. — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Borntraeger Verlag. Berlin 1922.
9. Cwojdzński S. — Główne etapy ewolucji tektonogenu waryscyjskiego Polski w świetle tektoniki płyt. Prz. Geol. 1977 nr 11.
10. Duthou J.L., Cantagrel J.M. et al. — Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by  $^{87}\text{Rb}$ – $^{87}\text{Sr}$  system. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1984 no. 35.
11. Dziedzicowa H. — „Syenity” strefy Niemczy. Arch. Miner. 1963 z. 2.
12. Dziedzic H. — The Niemcza zone granitoids. [In:] Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie. Warszawa 1973.
13. Fyfe W. — Some thoughts on granite magmas [In:] Mechanism of igneous intrusion. Geol. J. Spec. Iss. 2. Gallery Press. Liverpool 1979.
14. Harland W.B., Cox A.V., et al. — A geologic time scale. Cambridge Univ. Press. 1982.
15. Ikeda Y. — Intimate correlation in composition between granitic rocks and their country rocks in Japan. J. of Geol. 1978 nr 2.
16. Jarmołowicz-Szulc K. — Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. Arch. Miner. 1984 z. 2.
17. Kryża G., Kuśnierz A., Majerowicz A. — Cyrkony z granitoidów Karkonoszy oraz wschodniej części krystaliniku izerskiego. Acta Univ. Wratisl. 1979 nr 407.
18. Majerowicz A. — Masyw granitowy Strzegom – Sobótka. Studium petrologiczne. Geol. Sudetica 1972 vol. 6.
19. Majerowicz A. — Cyrkony niektórych skał krystalicznych jako wskaźniki petrogenetyczne. Acta Univ. Wratisl. 1975 nr 247.
20. Majerowicz A. — Rock series of the Ślęza Mts group in the light of petrologic studies of ophiolitic complex. [In:] Ophiolites and Initialites of northern border of the Bohemian Massif. Potsdam–Freiberg 1981 vol. 2.
21. Miyashiro A. — Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism. [In:] The Upper Mantle. Develop. in Geotectonics 4. Elsevier 1972.
22. Mierzejewski M.P. — Denudacja Prakarkono-

- szy w permokarbonie i mezozoiku. Geol. Sudetica 1985 vol. 20.
23. Mierzejewski M.P. — Układ wielkich bloków Sudetów Zachodnich. [W:] Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-waryscyjski. Streszcz. ref. Wrocław 1986.
  24. Mierzejewski M.P. — Hypothetical rotative pattern of the Sudetes Mts as a result of an orogenic wave shift and thermal plume action. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre 1981 vol. 29.
  25. Mierzejewski M.P., Grodzicki A. — O możliwości znalezienia złoża cyny w Karkonoszach. Prz. Geol. 1982 nr 8.
  26. Mierzejewski M.P., Wojnar B. — Problem następstwa wiekowego dwóch ciał granitowych i zmienność ich temperatury krystalizacji w skale z Janowic Wielkich, w Rudawach Janowickich. Geol. Sudetica 1987 vol. 21.
  27. Moorhouse W.W. — The study of rocks in thin section. Harper Brothers. N. Y. 1959.
  28. Myers J.S. — Cauldron subsidence and fluidisation: mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. Bull. Geol. Soc. Am. 1975 no. 86.
  29. Narębski W. — Preliminary geochemical characteristics of metabasic rocks of the Kłodzko metamorphic unit. [In:] Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Potsdam—Freiberg. 1981 vol. 2.
  30. Oberc J. — An outline of the geology of the Karkonosze—Izera block. Zesz. Nauk. UW. Ser. B. 1961 nr 8.
  31. Oberc J. — Budowa geologiczna Polski T. IV. Tektonika. Cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol. 1972.
  32. Petrascheck W.E. — Zur Altersbestimmung des variscischen Vulkanismus in Schlesien. Zeit. d. Deutsch. Geol. Gesell. 1938 Bd 90.
  33. Pitcher W.S. — Granite type and tectonic environment. [In:] Mountain Building Processes. Academic Press. London 1983.
  34. Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E. J. et al. (Eds) — Magmatism at a Plate Edge. Blackie and John Wiley 1985.
  35. Polański A. — Izotopy w geologii. Wyd. Geol. 1979.
  36. Polański A., Smulikowski K. — Geochemia. Ibidem 1969.
  37. Pożaryski W., Kotański Z. — Polska na tle Europy. [W:] Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 1. Wyd. Geol. 1974.
  38. Puziewicz J. — Petrologia masywu granitowego Strzegom—Sobótka. Mat. do sesji nauk. I. N. Geol. Uniw. Wrocław. oraz Oddz. P. Tow. Min. Wrocław 1985.
  39. Read H.H. — The Granite Controversy. Th. Murby. London 1957.
  40. Sachanbiński M. — Granitoidy obszaru przed-sudeckiego w świetle badań geochemicznych. Arch. Miner. 1980 z. 1.
  41. Steiger R.H., Jäger E. — Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet Sc. 1977 L. 36.
  42. White A.J.R., Chappel B.W. — Ultramorphism and granitoid genesis. Tectonophysics. 1977 no. 43.
  43. Wierzchołowski B. — Granitoidy Barda w Sudetach. Arch. Miner. 1969 z. 2.
  44. Wierzchołowski B. — Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony. Geol. Sudetica. 1976 nr 2.
  45. Wieser T. — Łupki glaukofanowe i skały towarzyszące z góry Kopina, Grzbiet Lasocki, Sudety. Min. Polon. 1978 nr 1.
  46. Wojciechowska I. — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. Geol. Sudetica 1975 nr 2.
  47. Wunderlich H.G. — Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. Hochschultaschenbücher—Verlag Mannheim 1966.
  48. Wyllie P.J. — Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. Proc. of Royal Soc. discussion Meeting. London 1984.
  49. York D. — Least squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth—Planet. Sc. 1977 L. 5.
  50. Znosko J. — The problem of Oceanic Crust and Ophiolites in the Sudetes. [In:] Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Vol. II. Potsdam—Freiberg 1981.
  51. Żeleźniewicz A. — Granitoidy masywu Kudowy—Oleśnic. Geol. Sudetica 1977 nr 1.

#### SUMMARY

The intrusion of the Karkonosze Mts magma took place 328 my at the turn of Lower and Upper Carboniferous. It is possible that intrusive processes began earlier and were of pulsatory character. The Karkonosze Mts Massif exhibits some features of "S" type granite, originated in the continental crust. The low initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio (0.7064) is explained both by admixing of mantle material into the magma and by poverty of premagmatic rocks in Rb.

First attempt was undertaken in order to divide the Lower Silesian granites into "I" and "S" classes. The distribution of "I" type granites coincides roughly with the strike of the axis of the fan structures arrangement in the Variscides. This line is probably an old suture after a closed basin.

*Translated by Mierzejewski*

#### РЕЗЮМЕ

Интрузия гранитов Карконошей, датированная изохроной Rb/Sr произошла 328 миллионов лет тому назад, на переломе нижнего и верхнего карбона. Возможно, что она началась гораздо раньше (тюрне?) и происходила пульсационно.

Плутоний Карконошей выказывает свойства гранитов „С” выплавленных из континентальной коры. Низкое иницированное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равно 0,7064, можно выяснить как примесью материала мантии, так и обеднением премагматического вещества в рубидий.

Проведена предварительная попытка разделения нижнесилезских гранитов на типы „И” и „С”. Распространение гранитов типа „И” частично сходно с осью расходящейся симметрии в пределах варисцидов. Возможно, что эта ось является также швом по давно закрытым бассейне.