

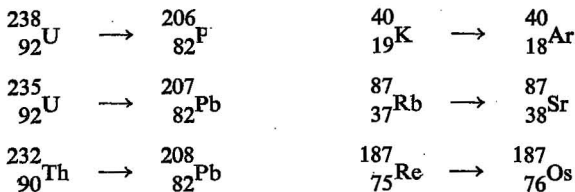
Jan BURCHART

Uwagi o wieku bezwzględnym skał — nowe kierunki interpretacji w geochronologii izotopowej

W okresie od kwietnia 1965 do września 1966 r. pracowałem w Graduate Research Center of the Southwest w Dallas (Teksas), gdzie bliżej zapoznałem się z problematyką badań izotopowych w geologii. Pełne wyniki moich datowań skał krystalicznych Tatr zostaną opublikowane nieco później. Ponieważ jednak liczby podające „wiek bezwzględny” skał coraz częściej zjawiają się w polskich publikacjach, może celowe więc będzie przedstawienie paru uwag o ich realnym znaczeniu. Nie mam, oczywiście, ambicji wyczerpania tematu, a chciałbym tylko zasygnalizować kilka problemów.

Poza paroma przykładami oznaczeń wieku skał tatrzańskich, artykuł nie wnosi materiału w pełni nowego. Opiera się on na literaturze przedmiotu publikowanej w wielu pismach zagranicznych, na nie publikowanych sprawozdaniach z prac prowadzonych w niektórych laboratoriach Stanów Zjednoczonych, a także informacjach zaczerpniętych z wysłuchanych odczytów, rozmów i dyskusji.

Zasada datowania promieniotwórczego znana jest od lat niemal sześćdziesięciu. Dzięki wspaniałemu rozwojowi technik analitycznych mamy obecnie do dyspozycji kilka metod. Wszystkie wykorzystują zjawisko samorzutnego rozpadu promieniotwórczego pewnych izotopów. Geochronologia bezwzględna opiera się na następujących reakcjach jądrowych:



Jeśli znamy szybkość jakiejś reakcji promieniotwórczej i wielkość jej skutków, możemy obliczyć czas, jaki upłynął od chwili, kiedy się rozpoczęła. Jeżeli pewna ilość jąder atomów promieniotwórczego izotopu

P rozpada się samorzutnie dając w wyniku pewną ilość jąder atomów D , a proces ten przebiega ze stałą prędkością charakteryzowaną przez stałą rozpadu λ , przy czym z jednego atomu P powstaje jeden atom D , to po pewnym czasie t uzbiera się tyle D , ile P ubyło (wyprowadzenie podanych niżej wzorów znaleźć można w wielu pracach, np. H. Faula (1954, 1966), I. E. Starika (1961), E. I. Hamiltona (1965), L. T. Aldricha i G. W. Wetherilla (1958) czy P. M. Hurleya (1964):

$$P_0 = P_t + D_t^r \quad (1)$$

gdzie P_0 oznacza pierwotną ilość atomów P ,

P_t — ilość atomów izotopu P po upływie czasu t ,

D_t^r — ilość atomów izotopu D po upływie czasu t , powstała kosztem P (r oznaczać będzie zawsze radiogeniczność danej ilości izotopu).

Przebieg rozkładu opisany jest przez funkcję wykładniczą. Po upływie czasu t , w którym utworzyło się D_t^r z ilości P_0 macierzystego izotopu P pozostanie już tylko

$$P_t = P_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

Ponieważ zaś

$$D_t^r = P_0 - P_t \quad (3)$$

więc

$$D_t^r = P_t (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Równanie to rozwiązane względem czasu t daje:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{D_t^r}{P_t} \right) \quad (5)$$

λ oznacza tu stałą rozpadu promieniotwórczego charakteryzującą szybkość rozpadu danego pierwiastka.

Przy bardzo małych stałych rozpadu, czyli bardzo długich okresach połowicznego rozpadu (okres połowicznego rozpadu, tj. okres, po jakim z pierwotnej ilości izotopu promieniotwórczego pozostaje połowa,

$T_{1/2} = \ln \frac{2}{\lambda}$, np. dla ^{87}Rb $\lambda = 1,47 \times 10^{-11}$ lat, czyli $T_{1/2} = 4,7 \times 10^{10}$ lat — K. F. Flynn, L. E. Glendenin, 1959), albo przy krótkim czasie t stosować można nieco przybliżony wzór:

$$\text{gdy } P_t \gg D_t^r, \quad t = \frac{1}{\lambda} \frac{D_t^r}{P_t} \quad (6)$$

Od strony teoretycznej sprawa wygląda więc prosto. Wystarczy oznaczyć w jakimś mineralu uranowym zawartość promieniotwórczego izotopu ^{238}U i powstałego jego kosztem pochodnego izotopu ołowiu ^{206}Pb , podstawić uzyskane wartości do podanych wyżej wzorów, a w wyniku otrzymamy wiek bezwzględny tego minerału wyrażony w latach. W praktyce jednak istnieją rozliczne komplikacje.

Prócz kilku bardzo specjalnych i rzadko stosowanych metod współczesna geochronologia posługuje się w zasadzie trzema:

- 1 — metodą lub raczej grupą metod ołowiowych, opartych na stosunkach $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, $^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Bi}$;
- 2 — metodą potasowo-argonową, opartą na stosunku $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$;
- 3 — metodą rubidowo-strontową, opartą na stosunku $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$.

Generalnym niedostatkiem metod ołowiowych jest to, że występowanie minerałów zasobnych w uran związane jest głównie z pegmatytami i żyłami mineralnymi, podczas gdy dla wielkiej geologii ważniejszą rolę w budowie skorupy ziemskiej, niż drobnych utworów żyłowych. Poza tym mała trwałość minerałów uranowych podczas procesów hydrotermalnych i wietrzeniowych i ruchliwość zarówno uranu, jak i ołowiu w tych procesach stwarza cały szereg komplikacji. Dlatego też obecnie metody ołowiowe stosowane są najczęściej dla oznaczania wieku bezwzględnego cyrkonów stanowiących akcesoryczny składnik granitów, gnejsów i wielu innych powszechnie występujących skał. Trwałość i odporność zarówno fizyczna, jak i chemiczna cyrkonu eliminuje wiele niebezpieczeństw.

Czy jednak granit, w którym cyrkon ma 1100 milionów lat, musi być prekambryjski? Wiadomo przecież, że właśnie wielka trwałość tego minerału sprawia, że po zwiertzeniu macierzystej skały przechodzi on do osadów jako jeden z ważniejszych minerałów ciężkich, nie wchodzi w reakcje z innymi minerałami w procesach metamorficznych, a bardzo wysoka temperatura topnienia pozwala mu przetrwać nawet niemal całkowite anatektyczne upłynnienie skały w warunkach ultrametamorfizmu. W rezultacie nowy, palingenetyczny granit może zawierać cyrkonony będące relikami dawnych skał. Na taką ewentualność zwrócił uwagę K. Smulikowski (1958), podkreślając szczególne komplikacje, jakich można oczekiwać w przypadku datowania granitoidów metamorficznych.

Inna sprawa, że podczas wysokotemperaturowego odcinka historii skały część popromieniotwórczego ołowiu mogła uciec z cyrkonu dzięki dyfuzji i tym samym uzyskać możemy wiek pośredni: niższy niż rzeczywisty wiek cyrkonu, lecz wyższy od wieku granitu, w którym cyrkon ten występuje. Warto też zwrócić uwagę na występowanie dwu lub więcej typów cyrkonu w jednej skale, co odnotowano w wielu szczegółowych monografiach petrograficznych. Jeżeli cyrkonony różniące się morfologią różnią się także wiekiem, a ilościowo oddzielić ich nie można, liczba, jaką uzyskamy jako „wiek bezwzględny”, będzie tylko jakąś bliżej nie określoną średnią różnych wieków.

Dla geologii o wiele większe znaczenie mają metody pozwalające datować krystalizację głównych minerałów skałotwórczych podstawowych skał, a więc łyszczyki, skalenie czy amfibole granitów, gnejsów, łupków łyszczykowych, czy skał wulkanicznych. Są to metody: potasowo-argonowa i rubidowo-strontowa.

*

Na potas jako pierwiastek składają się trzy izotopy — ^{39}K , ^{40}K i ^{41}K , występujące w przyrodzie w ilościach odpowiednio 93,08, 0,0119 i 6,91% (A. O. Nier, 1950). Jeden z nich — ^{40}K — jest promieniotwórczy. Około 89% tego izotopu ulega przemianie promieniotwórczej β^- i produkuje

izotop wapnia ^{40}Ca , pozostałe zaś 11% na drodze tzw. wychwyty K przeobraża się w argon ^{40}Ar , czemu towarzyszy promieniowanie gamma.

Wprawdzie promieniotwórczość potasu wykryto już w 1905 r., a od 1937 r. wiadomo, że promieniotwórczość ta jest związana z izotopem ^{40}K , lecz obecność radiogenicznego argonu w minerałach wykazano dopiero w 1948 r., pierwsze zaś datowania ogłoszono dopiero w 1951 r. (F. Smits i W. Gentner). W chwili obecnej jest to najpowszechniej stosowana metoda geochronologii bezwzględnej. Posługują się nią setki laboratoriów, w których wykonano chyba setki tysięcy oznaczeń wieku. Szczegółowy opis metodyki analitycznej podali m.in. R. E. Folinsbee, J. Lipson, J. H. Reynolds (1956), I. E. Starik (1961) i E. I. Hamilton (1965).

Miarą wieku jest stosunek $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ (porównaj równanie 5 i 6), ponieważ zaś ^{40}K występuje w stałej proporcji do innych izotopów potasu, datowanie sprowadza się do oznaczenia ogólnej ilości potasu w badanym mineralu, najczęściej łuszczyku, i do oznaczenia zawartości ^{40}Ar . Oznaczenia zawartości potasu wykonywane są zwykle metodami fotometrii płomieniowej. Produkt rozpadu promieniotwórczego, argon, jest gazem szlachetnym i gromadzi się w minerałach potasowych w postaci nie związanej, uwieczony w ich sieci krystalicznej. Próbkę topioną w próżni wydziela wszystkie zawarte w niej gazy. Przepuszcza się je kolejno przez serię pochłaniaczy wyłapujących wszystkie substancje lotne prócz argonu, który jako gaz szlachetny nie wchodzi z pochłaniaczami w reakcje i stanowi pozostałość gazów wydzielonych z próbki.

Gdyby argon zawarty w mineralu był wyłącznie pochodzenia promieniotwórczego, wówczas można by założyć, że składa się on całkowicie z izotopu ^{40}Ar i izotopowa geochronologia obyłaby się bez oznaczania składu izotopowego. Założenia te i wynikająca z nich prostota oznaczeń są nęcące i w niektórych laboratoriach swego czasu w ten sposób pracowano. Zapewne do dziś cytuje się czasem uzyskane w ten sposób wyniki, nie zdając sobie sprawy, że mogą być one obarczone wielkimi błędami. Błędy wynikają z niewystarczającej dokładności pomiaru objętości wyzwolonego argonu, strat podczas chemicznego oczyszczania gazów i z niecałkowitego usunięcia zanieczyszczeń gazowych. Ale nawet jeśli by te błędy zredukować do nieistotnego poziomu, pozostaje błąd wynikający z tego, że argon zawarty w minerałach zawiera zwykle 10—20%, a czasem ponad 50% argonu atmosferycznego. Analiza składu izotopowego dokonana przy pomocy specjalnego przyrządu — spektrometru mas — pozwala bardzo dokładnie określić poprawkę na argon atmosferyczny dzięki temu, że prócz izotopu ^{40}Ar zawiera on także izotopy ^{38}Ar i ^{36}Ar , a pierwszą grupę błędów wystarczająco redukuje technika oznaczeń metodą izotopowego rozcieńczenia.

Niestety, jednak nawet przy najbardziej wyrafinowanej precyzji metodycznej nie zawsze uzyskany wiek jest wiekiem rzeczywistym. Warunkiem realności wyników jest, by układ ^{40}K — ^{40}Ar pozostawał zamknięty od chwili swego powstania do chwili obecnej, czyli by stosunek tych dwu izotopów był funkcją tylko czasu. Argon jest jednak gazem, a szczelność zamykającego go i kumulującego minerału jest w geologicznej skali czasu nie zawsze wystarczająca. I tak okazuje się na przykład, że skalenie mają strukturę zbyt mało zwięzłą i zwykle tracą one część uwieczonego argonu. W rezultacie uzyskiwany wiek jest zwykle o 10—

50% za niski (J. L. Kulp, J. Engels, 1963; K. Amirkhanoff in E. I. Hamilton, 1965).

Współczynnik dyfuzji wzrasta bardzo szybko ze wzrostem temperatury. Pouczającym przykładem są wyniki badań B. R. Doe i S. R. Harta (B. R. Doe, S. R. Hart, 1963; S. R. Hart, 1964). Oznaczyli oni wiek prekambryjskich gnejsów z Colorado w pobliżu kontaktu termicznego z trzeciorzędowymi monzonitami kwarcowymi. Trzy metry od kontaktu pozorny wiek biotyty odpowiadał trzeciorzędowi, skalenia — triasowi, hornblendy zaś wynosił 900 milionów lat, półtora kilometra od kontaktu wyniki wskazywały odpowiednio na kambr, karbon i 1100 milionów lat.

Możliwość ucieczki stwarzają argonowi również wszelkie procesy rekryystalizacji, a także deformacje kataklastyczne. Są to sprawy oczywiste, często jednak zapomina się o tym, że nawet gruntowna mylonityzacja nie musi uwolnić całości argonu. Zegar promieniotwórczy zostaje cofnięty, lecz nie koniecznie do zera. Pogląd, że metoda potasowo-argonowa datuje ostatni metamorfizm czy ostatnią fazę deformacji kataklastycznych, jest błędny, choć, niestety, dość często wygłaszany. Przykładem z rejonu Tatr jest wiek 165 milionów lat, co odpowiada dolnej jurze, jaki uzyskano w Pracowni Geochronologicznej Ukraińskiej Akademii Nauk (dane z referatu wygłoszonego przez Akademika N. P. Semienienko na XIII Sesji Komisji Oznaczania Wieku Bezwzględnego Formacji Geologicznych AN ZSRR w Erywaniu w listopadzie 1964 r.) dla zielonych łupków fyllonitycznych z Doliny Chochołowskiej. Nie jest to przecież ani wiek pierwotnych skał metamorficznych należących do serii przedpermskich, ani też wiek orogenezy alpejskiej, która spowodowała mylonityczną przeróbkę tych skał. Mimo „wieku bezwzględnego” 165 milionów lat wiadomo, że w Tatrach nie było metamorfizmu jurajskiego. W geochronologii dla takich przypadków stosuje się termin „wiek mieszany”. Zapewne wieki mieszane nie są czymś wyjątkowym i nawet trudno oczekiwać, by mylonityzacja była zdolna do ilościowego i całkowitego usunięcia nagromadzonego argonu. Każdy, bardzo nawet drobny reliktowy okrusz pierwotnego minerału może więzić resztki argonu, mimo że tkwi wśród ultramylonitycznej miazgi.

Ucieczce argonu z minerałów poświęcono kilka bardzo gruntownych prac doświadczalnych (np. H. Fechting, W. Gentner, J. Zähringer, 1960; H. Fechting, W. Gentner, S. Kalbitzer, 1961). Znane są współczynniki dyfuzji, ich nieliniowa zależność od temperatury, a także różnice współczynników dla różnych minerałów. Wiadomo także, iż nawet długotrwałe mielenie w pulweryzatorach nie powoduje całkowitej ucieczki gazu. Do takiej natomiast zdaje się często prowadzić metamorficzna rekryystalizacja.

Błędy analityczne mogą być oczywiście zarówno dodatnie, jak i ujemne. Jak starałem się wyżej wykazać, nawet przy nienagannej procedurze uzyskany wiek nie koniecznie jest wiekiem rzeczywistym. Jeśli pewne procesy geologiczne doprowadziły do całkowitego usunięcia radiogenicznego argonu, uzyskany wiek datuje oczywiście te procesy, a nie pierwotny wiek skały. Jeśli jednak tylko część argonu zostaje uwolniona, uzyskamy wiek pośredni. Oznaczanie wieku pierwotnego obarczone będzie błędem ujemnym (uzyskany rezultat będzie za niski), jednak wynik nie będzie także odpowiadał wiekowi procesu powodującego ucieczkę

popromieniotwórczego gazu — będzie od niego wyższy. Ucieczka argonu uniemożliwia oznaczenie wieku pierwotnego, natomiast fakt, że nie jest to ucieczka całkowita, uniemożliwia datowanie procesów wtórnych przeobrażeń. Uzyskany wiek jest wiekiem mieszanym i wyznacza dwie ważne granice:

$$W_k \geq W_p \geq W_m$$

Wiek oznaczony, pozorny (W_p), jest mniejszy lub równy wiekowi pierwotnej krystalizacji (W_k) i większy lub równy wiekowi metamorfizmu (W_m).

Niestety, miły ten w swej prostocie schemat nie zawsze jest prawdziwy. W dotychczasowych rozważaniach przyjmowaliśmy, że w chwili swej krystalizacji badany minerał był wolny od argonu. Jednak jak wykazano na przykładzie berylu, kordierytu, turmalinu i piroksenów (P. E. Damon i J. L. Kulp, 1958), minerały zawierają niekiedy nadwyżkowy argon (także ^{40}Ar) okludowany przez sieć krystaliczną minerału podczas jego wzrostu. Może to być źródłem wielkich błędów dodatnich, zwłaszcza w datowaniu młodych skał. S. R. Hart i R. T. Dodd (1962) podają nawet przypadek wieku pozornego 10-krotnie przewyższającego wiek rzeczywisty! Oznaczanym minerałem był piroksen ze skarnu. O wypadkach nadwyżkowego argonu słyszy się coraz częściej. Czasem udaje się nawet stwierdzić, że występuje on w ciekłych i gazowych pęcherzykach okludowanych przez minerał.

O wieku minerału wnioskujemy ze stosunku argonu do potasu. Wprawdzie nie napotkałem tego stwierdzenia w znanej mi literaturze, ale teoretycznie przewiduję, że np. albityzacja skalenia, czyli metasomatyczne zastąpienie części potasu sodem, przez podwyższenie stosunku Ar/K spowoduje dodatni błąd w datowaniu, tak jak wtórne wzbogacenie minerału w potas da błąd ujemny. Podkreślam jednak, że są to czysto teoretyczne przewidywania, nie poparte żadnymi danymi z obserwacji. Sprawa jest skomplikowana, gdyż naruszenie struktury skalenia podczas albityzacji wywoła zapewne także częściową ucieczkę argonu. W rezultacie równocześnie mogłyby przebiegać dwa procesy, z których jeden — usuwanie potasu — powodowałby błędy dodatnie, drugi zaś — usuwanie argonu — błędy ujemne. Ostateczny bilans byłby trudny do przewidzenia. Przy doprowadzaniu potasu obydwa procesy działałyby w tym samym kierunku, powodując obniżanie pozornego wieku.

*

(Promieniotwórczość izotopu rubidu ^{87}Rb znana jest od lat trzydziestu, jednak metoda geochronologii izotopowej oparta na tym zjawisku mogła się narodzić dopiero w latach 1953—54. Musiała ona czekać na powstanie i rozwój szeregu specjalnych i niebywale czułych i dokładnych technik analitycznych: spektrometrii mas, metodyki rozcieńczania izotopowego czy sposobów ilościowego oddzielenia rubidu od strontu. Wymagania techniczne w przypadku metody $\text{Rb}-\text{Sr}$ są nieporównanie większe niż w przypadku metody potasowo-argonowej. Wynika to choćby z faktu, że zawartość potasu w przeciętnym biotycie wynosi 8—9%, rubidu zaś kilka setnych procentu. Popromieniotwórczy argon-40 był jedynym lub niemal jedynym składnikiem argonu zawartego w mineralu, podczas gdy popromieniotwórczy stront, rozcieńczony strontem „zwykłym”, stanowi często zaledwie ułamek procentu ogólnej zawartości

strontu. Stront radiogeniczny występuje w ilościach rzędu stutysięcznych czy milionowych części procentu w badanym mineralu czy skale. Łatwo więc uzmysłowić sobie groźbę zanieczyszczenia choćby zwykłym kurzem zawierającym tysiące razy więcej strontu niż promieniotwórczy rozpad rubidu zdoła wyprodukować w półgramowej próbce przez setki milionów lat. Stąd też wymagania niebywałej czystości i szeregu specjalnych środków ostrożności. Ze względu na związane z tym koszty tylko bardzo nieliczne laboratoria są w stanie sprostać tym wymaganiom.

Pierwiastek rubid składa się z dwu izotopów, z których ^{87}Rb jest promieniotwórczy. Na drodze rozpadu β^- produkuje on izotop strontu ^{87}Sr . Proces jest bardzo powolny: stała rozpadu λ wynosi $1,47 \times 10^{-11}$ lat, a okres połowicznego rozpadu $4,7 \times 10^{10}$ lat (K. F. Flynn, L. E. Glendenin, 1959), co uniemożliwia stosowanie metody Rb-Sr dla skał bardzo młodych. Poważną komplikacją stanowi fakt, że zwykły, niepopromieniotwórczy stront również zawiera izotop ^{87}Sr . Składy izotopowe zwykłego rubidu i strontu przyjmuje się wg A. O. Niera (E. I. Hamilton, 1965):

^{87}Rb	27,85%	^{88}Sr	82,56%
^{85}Rb	72,15	^{87}Sr	7,02
		^{86}Sr	9,86
		^{84}Sr	0,56

Wróćmy do ogólnego równania, pozwalającego obliczyć wiek bezwzględny, i po podstawieniu odpowiednio pary Rb-Sr otrzymamy:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{87}\text{Sr}_t}{^{87}\text{Rb}_t} + 1 \right) \quad (7)$$

Głównym narzędziem w badaniach izotopowych jest spektrometr mas, który nie mierzy bezwzględnych zawartości poszczególnych izotopów, lecz tylko stosunki. Zawartość zarówno ^{87}Sr , jak i ^{87}Rb zwykle się odnosi do izotopu strontu ^{86}Sr . Odpowiednio zmodyfikowany wzór przyjmuje postać:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{1 + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t} \quad (8)$$

Badany minerał zawierał jednak w chwili powstania pewną ilość „zwykłego” strontu, który miał jakiś stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Miarą wieku jest ilość strontu popromieniotwórczego $^{87}\text{Sr}^r$ (odniesiona do ilości ^{87}Rb), która będzie się równać obecnej zawartości $^{87}\text{Sr}_t$ zmniejszonej o ilość pierwotną $^{87}\text{Sr}_0$:

$$^{87}\text{Sr}_t^r = ^{87}\text{Sr}_t - ^{87}\text{Sr}_0 \quad (9)$$

$$\text{albo} \quad (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \quad (10)$$

czyli, aby uzyskać przyrost stosunku interesującej nas pary izotopów od czasu krystalizacji minerału do chwili obecnej, należy od obecnie zmierzonego stosunku odjąć wartość pierwotną, wielkość która cechowała minerał podczas jego krystalizacji. Ostatecznie wiek obliczamy z wzoru: (R. M. Shields, 1963):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{1 + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t} \right] \quad (11)$$

Metodami, na których opis nie ma tu miejsca (patrz R. M. Shields, 1964), wykonuje się oznaczenia $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$, zawartości ^{87}Rb i ^{86}Sr . W wyniku tego pozostajemy z jednym równaniem z dwiema niewiadomymi — t i $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

Tabela 1

Rodzaj próbki	Rb/Sr	Pozorny wiek obliczony przy założeniu		Wiek oznaczony metodą izochronów
		$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,708$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,712$	
		× 10 ⁶ lat		
Biotyt z gnejsu	110	315	314	313
Biotyt z gnejsu	14,7	301	295	298
Muskowit z leukogranitu	7,7	296	284	292
Leukogranit	1,6	311	250	292
Gnejs	0,6	350	193	} 298
Plagioklaz z gnejsu	0,026	2590	123	

Początkowo datowania wykonywano na minerałach bardzo bogatych w rubid, a zupełnie lub niemal zupełnie pozbawionych strontu „zwyčajnego”. Jeżeli rubidu było dużo (jak np. w lepidolitach, łyszczykach litowych czy amazonitach), z biegiem czasu nagromadziło się również dużo strontu popromieniotwórczego i poprawkę na skład izotopowy strontu pierwotnego można było bagatelizować. Równocześnie coraz bogatsze były informacje o częstości poszczególnych izotopów w przyrodzie i o stałości ich stosunków. I tak okazało się, że wszędzie tam, gdzie promieniotwórczość nie zakłóca normalnego stanu rzeczy, a więc w minerałach i skałach ubogich w rubid lub pozbawionych rubidu, stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ waha się w granicach 0,700–0,715, przy czym w meteorytach notowano stosunki najniższe, w bazaltach oceanicznych wahały się one w granicach 0,702–0,705, a w wodzie oceanicznej, która reprezentuje pewną przeciętną dla skał skorupy ziemskiej, stosunek ten wynosi 0,712 (C. E. Hedge i F. G. Walthall, 1963; P. Gast, 1962; G. Faure i P. M. Hurley, 1963). Tę wartość postanowiono przyjmować za stosunek $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ pierwotny. Ogromna większość datowań dotychczas ogłoszonych została uzyskana przy takich właśnie założeniach (niektórzy przyjmują 0,708 za wartość tego stosunku). Zresztą jak długo posługiwano się minerałami zawierającymi sporo popromieniotwórczego strontu, a mało strontu zwykłego, czyli o bardzo wysokim obecnie mierzonym stosunku $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$, wielkość założonego stosunku nie była zbyt ważna. W miarę jednak tego jak starano się rozszerzyć zakres stosowalności metody i oznaczać bardzo niskie ilości popromieniotwórczego strontu — bądź to w próbkach bardzo młodych, bądź też w próbkach o niekorzystnym stosunku Rb/Sr, spowodowanym zwykle zbyt dużą zawartością zwykłego strontu — coraz częściej rysowała się konieczność dokładnego oznaczenia stosunku pierwotnego.

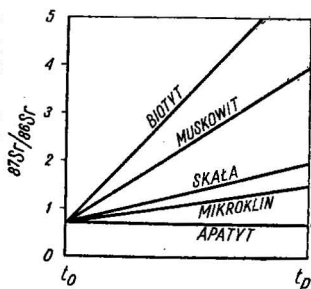
W tabeli 1 podaję przykład w ten sposób obliczonych wyników dla kilku próbek tatrzańskich. Wybrałem oznaczenia dające możliwie szeroki zakres stosunków Rb/Sr. W trzech ostatnich próbkach stosunek ten

jest zresztą zbyt niski, by skały te w ogóle nadawały się do datowań. Umieściłem je jednak dla pokazania, jak krytyczne staje się w takich przypadkach omawiane założenie.

Równocześnie zaczął zarysowywać się nowy problem. Skoro studiami geochronologicznymi zaczęto obejmować również skały metamorficzne, coraz częściej uzyskiwano wyniki niezgodne: różne minerały pochodzące z tej samej próbki dawały jaskrawie różny wiek. (Próbka zaś całej skały dostarczała jeszcze innego rezultatu. Zaczęto już nawet mówić o kryzysie czy zmierzchu metody.

Fig. 1. W chwili krystalizacji skały (t_0) stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ we wszystkich jej składnikach był jednakowy i wynosił 0,71. W miarę upływu czasu pozostał on niezmienny w apatycie, wzrastał natomiast w innych minerałach: tym szybciej, im więcej miały promieniotwórczego ^{87}Rb w stosunku do „zwykłego” ^{86}Sr . Chwila obecna to t_p . Jest to tzw. wykres ewolucji strontu lub model Compstona-Jeffery'ego (wg G. H. Riley'a i W. Compstona, 1962)

Strontium evolution diagram of a rock consisting of biotite, muscovite, microcline, and apatite. (after G. H. Riley and W. Compston, 1962)



Zasługą badaczy z Australii (W. Compston, P. M. Jeffery, G. D. O. Schreiner i G. H. Riley), Południowej Afryki (H. L. Allsop, A. L. Hales, L. O. Nicolaysen) i Stanów Zjednoczonych (H. W. Fairbairn, G. Faure, P. M. Hurley, W. H. Pinson) jest dalszy krok w postępie badań. Charakterystyczne, że kierunek nowatorskiemu sposobowi myślenia nadał Arthur Holmes swymi pracami już z lat 1931 i 1932.

Wyobraźmy sobie skałę złożoną z biotytu, muskowitu, mikroklinu i apatytu (fig. 1). Załóżmy, że w chwili powstania we wszystkich jej składnikach — a tym samym i w skale jako całości — stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wynosił 0,71. Z biegiem czasu stosunek ten rośnie, gdyż zawartość ^{86}Sr pozostaje niezmienna, zaś rozpad rubidu-87 powoli, lecz bezustannie dostarcza nowo powstający izotop ^{87}Sr . Wzrost stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ jest najszybszy dla biotytu, gdyż ma on najwięcej promieniotwórczego rubidu, nieco wolniejszy dla muskowitu, znacznie wolniejszy dla mikroklinu. Stosunki izotopowe strontu w apatycie, który w ogóle nie ma rubidu, pozostają bez zmian. Skała jako całość przybiera, oczywiście, pewną wartość pośrednią, wynikającą z jej ilościowego składu mineralnego. Wielkościami dającymi się określić doświadczalnie są: obecny stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dla każdego minerału (w chwili t_p), a także stosunek $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ decydujący o kącie nachylenia prostej dla danego minerału. Mając te dane można wykres kreślić niejako wstecz, rekonstruuując zmiany interesującego nas stosunku aż do punktu przecięcia linii poszczególnych minerałów. Współrzędnymi tego punktu będą: pierwotny stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oraz czas t_0 , w którym jądrowy zegar zaczął działać.

Wyobraźmy sobie, że po upływie pewnego czasu $t_m - t_0$, kiedy stosunki izotopowe strontu w poszczególnych minerałach poważnie się różnicowały, nasz granit ulega metamorficznej rekrytalizacji, jednak bez metasomatycznej przebudowy chemizmu całej skały. Skała pozostaje na-

dal układem zamkniętym, nie są nimi natomiast budujące ją minerały, które wchodzi w szereg wzajemnych reakcji wymiennych, a być może przeobrażają się nawet w jakieś nowe gatunki. Rezultatem będzie homogenizacja stosunków izotopowych. Minerale metamorficzne przyjmują stosunki takie, jakie miała skała jako całość, a więc pewną wartość pośrednią między apatytami i minerałami zawierającymi rubid (fig. 2). Z chwilą zakończenia procesu przebudowy metamorficznej nowo powstałe minerały tworzą znowu system układów zamkniętych i zaczną znowu z biegiem czasu gromadzić nowe porcje strontu-87. Jednak ten nowy początek układu znajduje się na wyższym poziomie $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Stosunek podwyższony mają przy tym także fazy zupełnie pozbawione rubidu (apatyt).

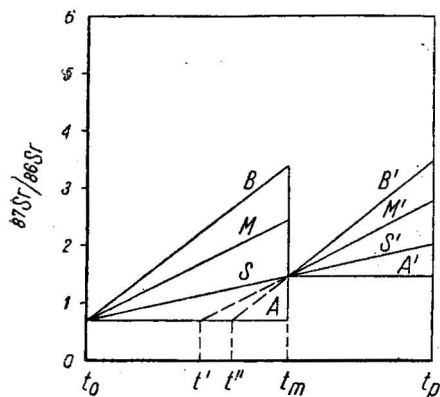


Fig. 2. W chwili t_m skała ulega metamorfizie. Stosunki izotopowe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wyrównują się przyjmując wartość odpowiadającą całej skale. B oznacza biotyt, M — muskowitz, A — apatyt, S — całą skałę. Na podstawie stosunków mierzonych obecnie (t_0) przecięcie linii dla poszczególnych minerałów da wiek metamorfozy (t_m). Przy zwykłej metodzie obliczania wieku, zakładając $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,71$, próbka całej skały daje rzeczywisty wiek pierwotny (t_0), minerały zaś niezgodne wieki pozorne t' i t'' (wg G. H. Riley'a i W. Compstona, 1962).

Strontium evolution diagram of a rock consisting of biotite (B), muscovite (M), and apatite (A). —S is total rock. The rock crystallized at time t_0 and was submitted to a metamorphic event at time t_m . t' and t'' denote apparent ages calculated assuming $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio 0.71 (after G. H. Riley and W. Compston, 1962).

Jak przypadek taki wyrazi się w aktualnych pomiarach? Kiedy można podejrzewać, że skała ma nałożone na siebie dwa „wieki”? Pierwszym sygnałem jest wyraźnie wyższy od 0,708 czy 0,712 stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w minerałach ubogich w rubid lub pozbawionych rubidu, np. w plagioklazach, apatycie. Przede wszystkim jednak datowania poszczególnych minerałów przy założeniu wyjściowego stosunku 0,708 lub 0,712 dają wyniki niezgodne (tzw. niezgodne wieki minerałów) i różne od wieku uzyskanego dla całej skały. Szczegółowa analiza rezultatów według naszkicowanego wyżej schematu pozwala jednak często na podstawie serii niezgodnych wieków pozornych uzyskać dwie daty prawdziwe.

Autorami pierwszej takiej analizy są W. Compston i P. M. Jeffery, którzy w 1959 r. ogłosili wyniki swych studiów nad wiekiem granitu Boya w zachodniej Australii. Przy założeniu tradycyjnego stosunku = 0,71 „wiek” biotyty wynosił 650 mln lat, mikroklinu — 1290 mln lat, a całej

skały 2430 mln lat. Rekonstruując wstecz stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ okazało się, że badany granit, powstały 2430 mln lat temu, przed 520 milionami lat uległ przebudowie metamorficznej, która spowodowała homogenizację stosunków izotopowych strontu. Zakładając stosunek pierwotny równy 0,82, wieki minerałów stają się zgodne i datują metamorfizm.

Rozpatrywaliśmy przypadek idealny: skała jako całość była układem zamkniętym. W ciągu całej swej historii ani stront, ani rubid nie zostały doprowadzone lub z niej usunięte. Wprawdzie wieki minerałów były wiekami mieszanymi, jednak wiek oznaczony na próbce całej skały jest wiekiem rzeczywistym i datuje krystalizację pierwotną.

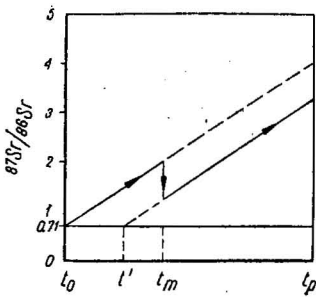


Fig. 3a

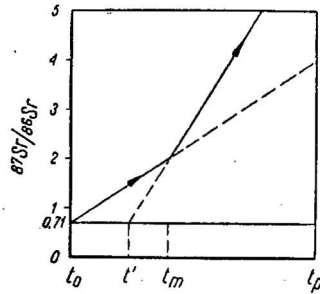


Fig. 3b

Fig. 3. Ewolucja stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w skałe, która w chwili t_m nie stanowiła układu zamkniętego: fig. 3a przedstawia efekt odprowadzenia części strontu-87, fig. 3b — wzbogacenia w rubid-87. Wynikiem datowania jest pozorny wiek t' (wg G. H. Riley'a i W. Compstona, 1962)

Strontium evolution diagram. Fig. 3a presents a case of ^{87}Sr loss, Fig. 3b shows a case of ^{87}Rb gain. t_m denotes time of metasomatic event, t' apparent age obtained if $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71$ is assumed (after G. H. Riley and W. Compston, 1962)

Nie trudno sobie jednak wyobrazić poważne komplikowanie się tego schematu. I tak wyługowanie części strontu (fig. 3a), co może być spowodowane procesami powierzchniowego wietrzenia czy też wzbogacenie skały w rubid (fig. 3b), co może nastąpić np. podczas metasomatozy potasowej, dadzą ujemne błędy w datowaniu. Częściowa wymiana strontu 86 między dwoma minerałami, przebiegająca w sposób zilustrowany rysunkiem 4, da błąd ujemny w przypadku minerału wzbogaconego w ^{86}Sr , dodatni zaś — dla partnera reakcji. Pełna analiza skały i jej wyodrębnionych faz sugerować będzie fałszywy (z błędem ujemnym) wiek reakcji wymiennych, gdyż w metodzie W. Compstona i P. M. Jeffery'ego zakłada się zupełną homogenizację podczas datowanego metamorfizmu, w przypadku zaś przedstawionym na rysunku 4 wymiana izotopowa była tylko częściowa. (Szerszą dyskusję teoretycznie przewidzianych wypadków podają G. H. Riley i W. Compston, 1962; patrz również H. W. Fairbairn, P. M. Hurley, W. H. Pinson, 1961).

W Instytucie Bernarda Price w Johannesburgu opracowano nieco inną metodę graficzno-matematycznej analizy wyników datowań. Metoda ta znana jest pod nazwą metody B.P.I., bądź częściej — metody izochronów (A. L. Hales, 1960, 1961; L. O. Nicolaysen, 1961; R. M. Shields, 1964). Jest ona coraz częściej stosowana. Tą właśnie metodą posługiwałem się w interpretacji pomiarów skał i minerałów tatrzańskich wykonanej w Graduate Research Center of the Southwest.

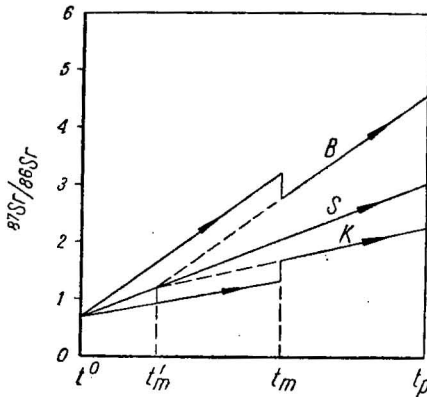


Fig. 4. Wpływ niepełnej homogenizacji podczas metamorfizmu. Przecięcie linii przedstawiającej całą skałę (S) i dwu reagujących z sobą w chwili t_m minerałów — biotytu B i mikroklinu K — daje pozorny wiek metamorfizmu t'_m . Skała jako całość stanowi układ zamknięty (wg G. H. Riley'a i W. Compstona, 1962).

Case of uncomplete isotopic homogenization at t_m . B — biotite, S — total rock, K — microcline, t'_m — apparent time of metamorphism. (after G. H. Riley and W. Compston, 1962)

Graficzną ilustracją jest wykres w układzie $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, przedstawiający wyniki rzeczywistych pomiarów w chwili obecnej, bez żadnych założeń. Każde oznaczenie minerału czy skały reprezentowane jest przez jeden punkt.

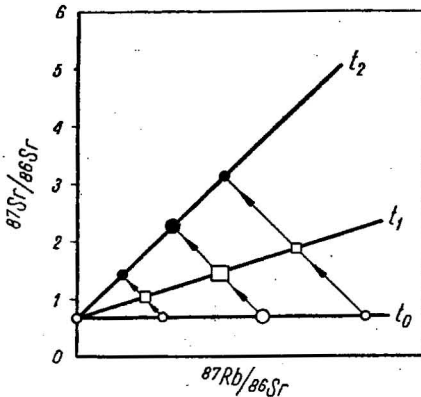


Fig. 5

Fig. 5. Wykres izochronowy. W chwili t_0 minerały (kółka małe) jak i cała skała (większe kółko) mimo różnic w stosunku $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mają identyczny stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Z biegiem czasu stosunki te ulegają zmianie dzięki promieniotwórczej przemianie $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ i w chwili t_1 osiągną wartości reprezentowane kwadracikami, a jeszcze później, w chwili t_2 , kółkami pełnymi. Miarą czasu jest kąt nachylenia prostych. Punkt nie zmieniający swego położenia to minerał wolny od rubidu. (wg L. O. Nicolaysena, 1961)

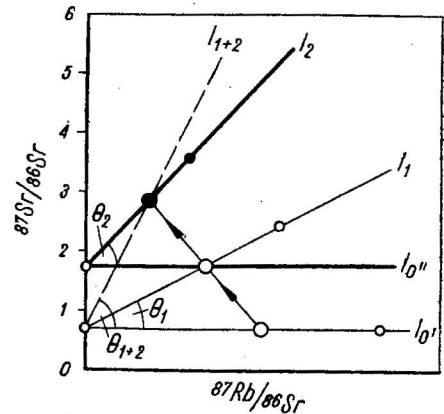


Fig. 6

Wyobraźmy sobie pewną skałę złożoną z kilku minerałów różniących się stosunkiem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. W chwili jej krystalizacji (czas t_0 na fig. 5) stosunki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ we wszystkich fazach mineralnych są identyczne i, powiedzmy, równe 0,71. Z biegiem czasu, dzięki promieniotwórczości rubidu będą one się zmieniać. Wzrastać będzie zawartość ^{87}Sr , a więc wzrastać będzie stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, maleć zaś stosunek $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, gdyż zawartość ^{86}Sr pozostaje niezmienna, a ^{87}Rb ulega powolnemu rozpadowi. Obecną wartość stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wyrazić można matematycznie wzorem:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = (e^{\lambda t} - 1) (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \quad (12)$$

Jak łatwo zauważyć, jest to równanie linii prostej. Będzie to linia (fig. 5) łącząca punkty różniące się zarówno obecnym stosunkiem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, jak i stosunkiem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ zarówno obecnie, jak i w chwili t_0 . Wspólną cechą punktów, przez które ta prosta przechodzi, jest identyczny stosunek wyjściowy $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ i wiek, stąd też nazwa izochrony — linii łączącej punkty równowiekowe. Miernikiem wieku jest tu kąt nachylenia izochrony Θ :

$$\text{tg } \Theta = e^{\lambda t} - 1 \quad (13)$$

Wykonując pomiar stosunków izotopowych na kilku minerałach tej samej skały uzyskamy izochronę, która swym kątem nachylenia informuje nas o wieku, miejsce zaś przecięcia osi y określi wyjściową wartość stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Dla sprawdzenia wartości $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ dobrze jest zbadać jakiś minerał bezrubidowy.

Figura 6 demonstruje podobny wykres, lecz dla bardziej złożonego przypadku: po pewnym czasie (jego miarą jest kąt Θ_1) skała uległa metamorficznej rekrytalizacji. Jeśli stanowiła przy tym układ zamknięty, metamorfizm nie zmienił stosunków izotopowych w niej jako całości, jednak wymienne reakcje między minerałami spowodowały, że i one przybrały tę samą wartość stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Na wykresie kolejne etapy historii skały to wyjściowa izochrona zerowa I_0' , izochrona I_1 , następnie, w wyniku homogenizacji izotopowej, izochrona zerowa I_0'' , wreszcie izochrona I_2 , której kąt nachylenia Θ_2 jest miarą czasu, jaki upłynął od metamorfizmu. Gdyby obliczeń wieku dokonywano w sposób tradycyjny,

Isocron plot for a total rock and separated mineral samples. t_0 , t_1 and t_2 are successive isochrons (after L. O. Nicolaysen, 1961).

Fig. 6. Pierwotnie punkty odpowiadające całej skale (większe kółko), jak i dwu minerałom (kółka małe) miały identyczne stosunki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i układały się na jednej izochronie zerowej I_0' . Po pewnym czasie proporcjonalnym do kąta Θ_1 punkty przesunęły się na izochronę I_1 . Nastąpiła wtedy metamorficzna rekrytalizacja powodująca homogenizację stosunków izotopowych. Rezultatem jest nowa izochrona wyjściowa I_0'' na wyraźnie wyższym poziomie $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Pomiary wykonane w chwili obecnej dają izochronę I_2 , której kąt nachylenia Θ_2 informuje o czasie, jaki upłynął od metamorfizmu i o wyjściowym podwyższonym stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Miarą wieku pierwotnego byłby kąt Θ_{1+2} .

Isocron plot for a total rock (large circles) and its mineral phases (small circles). After having reached isochron I_1 the rock underwent metamorphic event resulting in isotopic homogenization. I_2 is present day isochron. Broken line is total rock isochron expressing age of primary crystallization.

zakładając stosunek pierwotny $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,712$, w naszym przypadku oznaczenia całej skały dałyby wiek pierwotny, natomiast wieki minerałów byłyby niezgodne, pozorne i czasem wręcz absurdalne (porównaj z tabelą 1 podającą przykłady z Tatr).

Jeśli dysponujemy co najmniej dwiema próbkami skał różniących się stosunkiem Rb/Sr i z każdej z nich dokonamy oznaczeń zarówno całych skał, jak i wyodrębnionych minerałów, uzyskamy obraz podany na fig. 7. Nie wprowadzając żadnych założeń o wyjściowych stosunkach izotopowych, odczytać możemy zarówno wiek metamorfizmu, jak i wiek starszej homogenizacji izotopowej, a do tego odpowiednie wartości stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

W praktyce bardzo często wykresy izochronowe sporządza się w zasadzie dla celów poglądowo-ilustracyjnych, dla przeprowadzania zaś rzeczywistej analizy i wyznaczania izochronów posługuje się aparatem matematycznym (R. M. Shields, 1963).

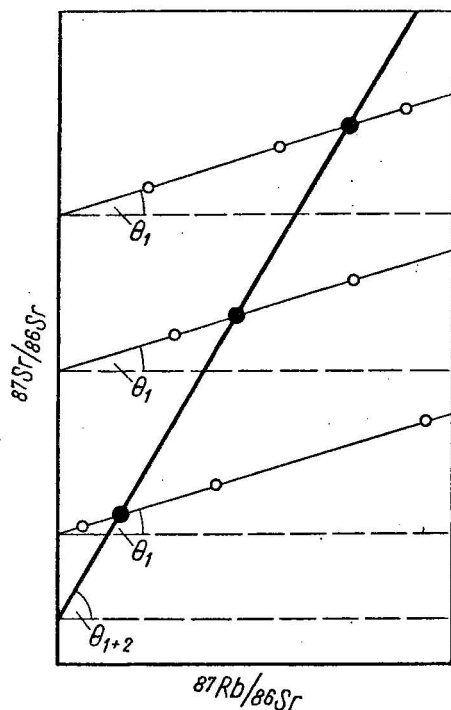


Fig. 7. Wyniki oznaczeń trzech próbek skał (kółka pełne) i wyseparowanych z nich minerałów (kółka puste). Każda skała wraz z jej składowymi minerałami daje izochronę o kącie nachylenia θ_1 będącym miarą czasu jaki upłynął od metamorfizmu. Mimo równego wieku stosunek wyjściowy $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dla każdej z tych skał jest inny. Izochrona poprowadzona przez punkty reprezentujące całe skały daje wiek pierwotny (θ_{1+2}) i pierwotny stosunek $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (wg R. M. Shieldsa, 1964)

Isochron plot for 3 rocks (large solid circles) and their minerals (small open circles). θ_1 is the slope reflecting time since metamorphism, θ_{1+2} is the slope corresponding to age of primary crystallization as shown by total-rock isochron. (after R. M. Shields, 1964)

Określanie wieku metodą izochronów wymaga znacznie większej ilości oznaczeń niż w przypadku datowań klasycznych. Z jednego małego obszaru trzeba zbadać co najmniej kilka skał, z każdej z nich kilka wyseparowanych minerałów i próbkę reprezentującą średni skład całej skały. W sumie to, co dawniej dawało w wyniku kilkanaście czy kilkadziesiąt datowań, obecnie składa się na jeden wynik.

Na przedstawionych wykresach rozpatrywaliśmy przykłady skał, które były układami zamkniętymi. Ogromną zaletą metody izochronów jest, że zwykle pozwala ona rozpoznać inne skomplikowane przypadki skał

trudnych lub niemożliwych do datowania ze względu na metasomatyczne czy wietrzeniowe zaburzenia układu naturalnej równowagi. W przypadkach takich na ogół punkty realnych pomiarów nie leżą wzdłuż jednej linii prostej. Metoda B.P.I. nie dyskredytuje tradycyjnych metod datowań, lecz poważnie wykracza poza ich możliwości. W przypadku skał o prostej, jednoetapowej historii, w których wyjściowy stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ był bliski liczby 0,712, wyniki będą identyczne.

Podam realny przykład zastosowania metody izochronów. Izochrony prowadzone osobno dla dwu gnejsów z obszaru wyspy Goryczkowej w Tatrach dają wieki 300 i 313 milionów lat i stosunki wyjściowe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ odpowiednio 0,714 i 0,717, izochrona zaś poprowadzona przez punkty reprezentujące całe skały daje wiek 415 milionów lat, przy $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,706$. Byłyby to skały powstałe gdzieś na przelomie ordowiku i syluru, a więc związane z orogenezą kaledońską, które w okresie karbońskim uległy gruntownej rekrytalizacji.

Nowe kierunki interpretacji stosunków izotopowych rubidu i strontu w minerałach i skałach wykraczają poza problemy geochronologii. Otworzyły one możliwość stosowania stosunków izotopowych strontu do rozwiązywania zagadnień petrogenetycznych. Linię rozumowania zapoczątkowaną przez Arthura Holmesa w 1932 r. podjął i rozwija P. M. Hurley, H. W. Fairbairn i grupa ich współpracowników z Massachusetts Institute of Technology (M.I.T. Annual Reports, 1960—64; G. Faure, P. M. Hurley, 1963; P. M. Hurley, H. Hughes et al., 1962). Pochodzenie pegmatytów, dyferencjacja magm, pierwotność czy wtórność granitów, geneza skorupy ziemskiej — to wielkie problemy, do dyskusji nad którymi uczeni ci wprowadzają nowe argumenty oparte na badaniach stosunków izotopowych strontu.

Równocześnie z jaskrawą wyrazistością ukazały się niebezpieczeństwa przyjmowania pojedynczych oznaczeń wieku minerałów. Tak jak z jednego pomiaru biegu warstwy trudno wnioskować o tektonice obszaru, tak i jedno izolowane datowanie na ogół nie jest w stanie rozwiązać złożonego problemu wieku. Natomiast seria analiz skał starannie dobranych po rozpoznaniu geologicznym obszaru i szczegółowym opracowaniu petrograficznym, nawet jeżeli ich wynikiem będą datowania niezgodne, może dać w rezultacie zarówno prawdziwy wiek, jak i szereg ważnych informacji o ewolucji materiału skalnego.

W skomplikowanych przypadkach bardzo cenne jest zbadanie tego samego materiału różnymi metodami stosowanymi w geochronologii, np. datowanie cyrkonów metodami ołowiowymi, łyszczków metodą potasowo-argonową, zaś całych skał i wyodrębnionych minerałów metodą Rb-Sr.

Studia nad skałami metamorficznymi o skomplikowanej wieloetapowej przeszłości niejednokrotnie wskazują na prymitywną naiwność pytania „ile lat ma dana skała”. Ile lat ma gnejs, którego cyrkonony są w części relikdami osadowych minerałów ciężkich, zrekrytalizowany, dotknięty procesami częściowego upłynnienia, metasomatycznej przeróbki, fałdowania i procesów hydrotermalnych. Składa się on obecnie z kilku generacji kwarcu, biotytu, chlorytu, skaleni, poskaleniowego serycytu i kaolinitu oraz akcesorycznego cyrkonu. Stanowi intruzję wtórnie zdyzlokowaną, której pewne części uczestniczyły w fałdowej przebudowie młodej

pokrywy osadowej. Dziesięć lat temu geochronologowie w odpowiedzi daliby jedną liczbę. Badania izotopowe przestały jednak być automatycznym zegarem, który miał mierzyć czas od chwili, jakiej często nawet nie potrafimy zdefiniować w pytaniu. Stały się nowoczesną metodą badawczą o ogromnym zastosowaniu, wielkiej czułości i przenikliwości. Metodą, która czasem daje nam więcej niż w chwili obecnej jesteśmy w stanie pojąć.

Zakład Nauk Geologicznych
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa, ul. Żwirki i Wigury 6

PIŚMIENICTWO

- ALDRICH L. T., WETHERILL G. W. (1958) — Geochronology by radioactive decay. *Annual Reviews of Nuclear Science*, **8**, 257—298.
- COMPSTON W., JEFFERY P. M. (1959) — Anomalous „common strontium” in granite. *Nature*, **184**, nr 4701, 1792—1793.
- DAMON P. E., KULP J. L. (1958) — Excess helium and argon in beryl and other minerals. *American Mineral*, **43**, nr 5/6, 433—459.
- DOE B. R., HART S. R. (1963) — The effect of contact metamorphism on lead in potassium feldspars near the Eldora Stock, Colorado. *Journ. Geoph. Research*, **68**, nr 11, 3521—3530.
- FAIRBAIRN H. W., HURLEY P. M., PINSON W. H. (1961) — The relation of discordant Rb-Sr mineral and whole rock ages in an igneous rock to its time of crystallization and to the time of subsequent Sr^{87}/Sr^{86} metamorphism. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **23**, nr 1/2, 135—144.
- FAUL H. (red.) (1954) — *Nuclear Geology*. J. Wiley & Sons. New York.
- FAUL H. (1966) — *Ages of Rocks, Planets and Stars*. McGraw-Hill. New York.
- FAURE G., HURLEY P. M. (1963) — The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: application to the origin of igneous rocks. *Jour. Petrology*, **4** nr 1, 31—50.
- FECHTING H., GENTNER W., ZÄHRINGER J. (1960) — Argonbestimmungen an Kaliummineralien — VII. Diffusionsverluste von Argon in Mineralien und ihre Auswirkung auf die Kalium-Argon-Alterbestimmung. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **19**, nr 1, 70—79.
- FECHTING H., GENTNER W., KALBITZER S. (1961) — Argonbestimmungen an Kaliummineralien — IX. Messungen zu den verschiedenen Arten der Argondiffusion. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **25**, nr 4, 297—311.
- FLYNN K. F., GLENDENIN L. E. (1959) — Half-life and beta spectrum of Rb^{87} . *Physical Review*, **116**, nr 3, 744—748.
- FOLINSBEE R. E., LIPSON J., REYNOLDS J. H. (1956) — Potassium-Argon Dating. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **10**, nr 1/2, 60—69.
- GAST P. W. (1962) — The isotopic composition of strontium and the age of stone meteorites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **26**, September, 927—943.
- HALES A. L. (1960) — Research at the Bernard Price Institute of Geophysical Research, University of the Witwatersrand, Johannesburg. *Proc. Royal Soc., Ser. A*, **258**, nr 1292, 1—26.

- HALES A. L. (1961) — An upper limit to the age of the Witwatersrand system. *Annales N. Y. Acad. Sci.*, **91**, Art. 2, 524—529.
- HAMILTON E. I. (1965) — *Applied Geochronology*. Academic Press, London and New York.
- HART S. R., DODD R. T. (1962) — Excess radiogenic argon in pyroxenes. *Journ. Geoph. Research*, **67**, nr 7, 2998—2999.
- HART S. R. (1964) — The petrography and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *Journ. Geol.*, **72**, nr 5, 493—525.
- HEDGE C. E., WALTHALL F. G. (1963) — Radiogenic strontium-87 as an index of geological processes. *Science*, **140**, nr 3572, 1214—1217.
- HOLMES A. (1931) — Radioactivity and geological time. *Physics of the Earth — IV. The Age of the Earth*. Nat. Res. Council Bull., **80**, 124—459.
- HOLMES A. (1932) — The origin of igneous rocks. *Geol. Mag.*, **69**, nr 322, 543—558.
- HURLEY P. M., HUGHES H., FAURE G., FAIRBAIRN H. W., PINSON W. H. (1962) — Radiogenic strontium-87 model of continent formation. *Journ. Geoph. Research*, **67**, nr 13, 5315—5334.
- HURLEY P. M. (1964) — Ile lat ma Ziemia? *Wiedza Powszechna*, Warszawa.
- KULP J. L., ENGELS J. (1963) — Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages. *Radioactive Dating*. Internat. Atomic Energy Agency, Vienna, 219—238.
- M. I. T. GEOCHRONOLOGY LABORATORY ANNUAL REPORT. U. S. Atomic Energy Commission, Contract AT(30-1)-1381. Variations in isotopic abundances of strontium, calcium, and argon and related topics. Cambridge, Massachusetts. Eighth Annual Progress Report for 1960. Ninth Annual Progress Report for 1961. Tenth Annual Progress Report for 1962. Eleventh Annual Progress Report for 1963. Twelfth Annual Progress Report for 1964.
- NICOLAYSEN L. O. (1961) — Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Annales N. Y. Acad. Sci.*, **91**, Art. 2, 198—206.
- NIER A. O. (1950) — A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Physical Review*, **79**, 789—793.
- RILEY G. H., COMPSTON W. (1962) — Theoretical and technical aspects of Rb-Sr geochronology. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **26**, December, 1255—1281.
- SHIELDS R. M. (1963) — A computer program to calculate a least squares isochron and associated errors. Eleventh Annual Progress Report for 1963, U. S. Atomic Energy Commission, Contract AT(30-1)-1381, 149—152.
- SHIELDS R. M. (1964) — The Rb⁸⁷-Sr⁸⁷ Age of Stony Meteorites. Twelfth Annual Progress Report for 1964. U. S. Atomic Energy Commission, Contract AT(30-1)-1381, 3—72.
- SMITS F., GENTNER W. (1951) — Argonbestimmungen an Kalium-Mineralien. I. Bestimmungen an tertiären Kalisalzen. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **1**, nr 1, 22—27.
- SMULIKOWSKI K. (1958) — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Studia Geol. Pol.*, **1**. Wyd. Geol., Warszawa.
- WASSERBURG G. J., LANPHERE M. A. (1964) — Migration of radiogenic strontium during metamorphism. *Journ. Geoph. Research*, **69**, nr 20, 4395—4401.
- СТАРИК И. Е. (1961) — Ядерная Геохронология. АН СССР. Москва.

Ян БУРХАРТ

**ЗАМЕТКИ О АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ПОРОД — НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ
ИНТЕРПРЕТАЦИИ В ГЕОХРОНОЛОГИИ ИЗОТОПАМИ**

Резюме

Автор рассматривает результаты изотопной датировки горных пород и минералов, в особенности такие случаи, когда полученные результаты являются „кажущимся возрастом“. Приводятся схема эволюции стронция Компсона — Джеффера и интерпретация результатов определений Rb — Sr методом изохронов, которые иллюстрируются примерами определений геохронологии кристаллических пород Татр, полученными автором во время работ в Соединенных Штатах.

Абсолютный возраст двух видов гнейсов, определенный минеральными изохронами, составляет 300 и 313 млн лет, а исходные соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответственно равны 0,714 и 0,717, в то время как абсолютный возраст, определенный для целых проб горных пород, составляет по 415 млн лет, а исходное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,706.

Jan BURCHART

**REMARKS ON ABSOLUTE AGE OF ROCKS; MODERN TRENDS
IN ISOTOPE GEOCHRONOLOGY**

Summary

The paper presents modern approaches in interpretation of results of isotopic dating. Problem arising from argon loss during geological processes and its bearing on the „ages“ obtained by means of Ar/K methods is discussed. Also the cases of excess argon and possible influence of alkali exchange are reviewed. A special attention is paid to Compston-Jeffery model of strontium evolution and to the concept of isochrons. As an example the author's determinations of the crystalline rocks from the Tatra Mts. (Central Carpathians) made in Graduate Research Center of the Southwest, Dallas, Texas, are reported: Mineral isochrons of two gneisses give the ages of 300 and 313 m.y., and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios of 0.714 and 0.717 respectively, while a total rock isochron yields 415 m.y. and initial ratio of 0.706.