

ANTONI POLAŃSKI

PROMIENIOTWÓRCZE METODY OZNACZANIA WIEKU BEZWZGLĘDNEGO W GEOLOGII

W ROKU 1896 fizyk francuski, Henryk Becquerel, odkrył zjawisko naturalnej promieniotwórczości. W niewiele lat później, bo w roku 1907 ukazała się pierwsza praca na temat wykorzystania przemian promieniotwórczych przy oznaczaniu wieku minerałów. Rok ten możemy przeto uważać za datę narodzin promieniotwórczych metod oznaczania wieku bezwzględne w geologii.

Możliwość zastosowania przemian promieniotwórczych w oznaczaniu wieku bezwzględnego wypływa z prawidłowości, z jaką się te przemiany odbywają. Prawidłowość ta polega na tym, że w każdym momencie czasu ilość atomów pierwiastka promieniotwórczego ulegająca rozpadowi jest wprost proporcjonalna do ogólnej ilości atomów tego pierwiastka oraz do pewnej stałej, zwanej stałą rozpadu (λ), charakterystycznej i odmiennej dla każdego pierwiastka promieniotwórczego. Ilość atomów pozostała po upływie czasu t od chwili rozpoczęcia rozpatrywania przemiany promieniotwórczej, można wyrazić następującym równaniem:

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1)$$

gdzie N_t = ilość atomów pierwiastka promieniotwórczego pozostała po upływie okresu czasu t ,

N_0 = ilość jego atomów w chwili początkowej,

e = zasada logarytmów naturalnych,

λ = stała rozpadu.

Obok „stałej rozpadu“ używa się też określenia „okres połowicznego rozpadu“ (T). Jest to okres czasu, w którym połowa ogólnej liczby atomów pierwiastka promieniotwórczego ulegnie rozpadowi

$$(N_T = 1/2 N_0)$$

Rozpad każdego pierwiastka promieniotwórczego prowadzi w ostateczności (bądź bezpośrednio, bądź też za pośrednictwem szeregu kolejnych członów promieniotwórczych) do powstania pewnych pierwiastków niepromieniotwórczych, które są końcowymi produktami przemiany promieniotwórczej. Ilość atomów

tego końcowego produktu (NR) powstała w okresie czasu t równać się będzie różnicy pomiędzy początkową ilością atomów pierwiastka promieniotwórczego a ilością jego atomów pozostałą po okresie czasu t , czyli

$$N_k = N_0 - N_t = N_0 (1 - e^{-\lambda t}) \quad (2)$$

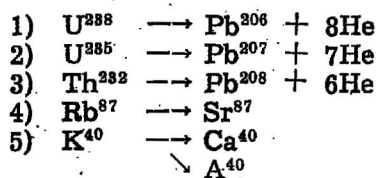
W oparciu o obie powyższe zależności można określić wartość czasu t , gdy znamy N_t i N_k . Jeżeli bowiem w pewnym mineralu, zawierającym pierwiastek promieniotwórczy, oznaczymy ilość tego pierwiastka oraz ilość nagromadzonego końcowego produktu jego rozpadu — to potrafimy określić czas, jaki upłynął od chwili rozpoczęcia się w tym mineralu rozpadu pierwiastka promieniotwórczego, a więc wiek mineralu.

Niedokładności i błędy w oznaczeniu wieku badania mineralu wypływać mogą z niedokładności oznaczeń ilości pierwiastka promieniotwórczego i ilości nagromadzonego produktu oraz z niedokładnej znajomości stałej rozpadu λ . Jednakże istnieją jeszcze inne poważne źródła możliwych błędów; wynikają one z możliwości wtórnych przemian chemicznych, które mogą dotknąć badany minerał. Przemiany te mogą doprowadzić do wyługowania z mineralu, np. przez procesy wietrzenia, pewnych ilości pierwiastka promieniotwórczego lub produktu końcowego; może też zająć przypadek odwrotny, doprowadzenia do mineralu (np. przez metasomatozę) dodatkowych ilości tychże pierwiastków. Jest zrozumiałe, że we wszystkich takich przypadkach oznaczymy za duże lub za małe ilości potrzebnych do obliczenia wieku pierwiastków i otrzymamy błędny wynik wieku badanego mineralu.

Błędy powstałe z wtórnych zmian składu chemicznego w mineralach, których wiek oznaczamy, są słabą stroną promieniotwórczych metod datowania i stanowią główną przyczynę niedokładności tych metod.

Stosowane obecnie promieniotwórcze metody datowania opierają się na rozpadzie promieniotwórczym następujących pierwiastków: izo-

topów uranu 238 i 235, izotopu toru 232, izotopu rubidu 87 i izotopu potasu 40. Rozpady te w końcowym ich efekcie można przedstawić następująco:



Rozpady te dają podstawę następującym metodom.

1. METODA OŁOWIOWA

W metodzie tej podstawę do oznaczenia wieku stanowią ilości radiogenicznego ołowiu, nagromadzone w minerałach uranu i toru. Ponieważ niemal każdy minerał uranu zawiera pewne ilości toru i na odwrót, minerały toru posiadają zwykle domieszki uranu — przeto w praktyce w każdym przypadku oznaczamy uran, tor i ołów. Przy stosowaniu metody ołowiowej możemy się posługiwać następującymi sposobami:

a) Sposoby przybliżone. Ograniczamy się wtedy jedynie do oznaczenia ilości uranu, toru i ołowiu, a podstawę do oznaczenia wieku minerału stanowią będzie stosunek ogólnej ilości ołowiu do sumy uranu i toru, przy czym zwykle stosowany jest następujący wzór:

$$\text{wiek} = \frac{\text{Pb}}{\text{U} \cdot 0,36 \text{ Th}} \cdot 7\,600\,000\,000 \text{ lat.}$$

Pomijamy tu fakt, że każdy radiogeniczny izotop ołowiu (206, 207 i 208) pochodzi z innej przemiany promieniotwórczej (U^{238} , U^{235} lub Th^{232}), o innej wartości stałej rozpadu.

Oznaczenia oparte na takim sposobie dają tylko wartości przybliżone, wtedy jedynie niezbyt odbiegające od wartości rzeczywistych, gdy badany minerał nie doznał żadnych wtórnych zmian składu chemicznego.

W początkowych okresach stosowania metody ołowiowej używano wyłącznie przedstawionego wyżej uproszczonego sposobu. Również i obecnie jest on często stosowany, tak że większość dotychczasowych oznaczeń wieku metodą ołowiową opiera się na tym sposobie.

b) Sposoby oparte na analizie izotopowej ołowiu. Oprócz oznaczenia w badanym mineralu ilości uranu, toru i ołowiu przeprowadza się spektrografem mas oznaczenia stosunku izotopów ołowiu. Pozwala to na dokładniejsze obliczenie wieku minerału oraz umożliwia wprowadzenie poprawki na obecność w mineralu zwyczajnego ołowiu.

Może się bowiem zdarzyć, że badany minerał już z chwilą swego powstania zawierał pewną ilość ołowiu lub też ołów mógł być do niego

później doprowadzony. W takim przypadku całkowita ilość ołowiu w mineralu oznaczona analizą chemiczną składać się będzie nie tylko z ołowiu radiogenicznego, lecz nadto z domieszki ołowiu zwykłego. Przy obliczeniu wieku minerału musimy więc, by wynik był poprawny, odjąć od ogólnej ilości ołowiu tę domieszkę. Określenie jej możliwe jest dzięki izotopowej analizie ołowiu zawartego w badanym mineralu. Ołów zwyczajny, znajdujący się w minerałach ołowiu, składa się z czterech izotopów: 204, 206, 207 i 208. Izotopy 206, 207 i 208 są końcowymi produktami rozpadu uranu 238, uranu 235 oraz toru, z nich przeto składa się ołów radiogeniczny. Natomiast izotop 204 nie pochodzi z rozpadu promieniotwórczego i nie wchodzi w skład ołowiu radiogenicznego. Obecność tego izotopu w ołowiu, nagromadzonym w pewnym mineralu uranu lub toru, świadczy niezbicie o tym, że do tego minerału został doprowadzony w chwili jego powstania lub też później ołów zwyczajny. Możemy zarazem przez oznaczenie ilości izotopu 204 określić rozmiar zanieczyszczenia ołowiu radiogenicznego ołowiem zwyczajnym i wyliczyć rzeczywistą ilość ołowiu radiogenicznego w mineralu. Musimy przy tym pamiętać, że w skład domieszki ołowiu zwyczajnego wchodzi obok izotopu 204 również pewne ilości izotopów 206, 207 i 208, które należy więc odjąć od ogólnej ilości izotopów 206, 207, 208 w mineralu, aby otrzymać ilości tych izotopów, powstałe w mineralu przez rozpad uranu i toru (tj. ilości radiogeniczne). Oto przykład takiego obliczenia: analiza izotopowa ołowiu z uraninitu ze złoża w Wilberforce w Ontario (Kanada) — dokonana przez C. B. Collinsa, B. M. Farquhara i R. D. Russella (2) dała następujące wyniki:

Tabela I

	i z o t o p y			
	204	206	207	208
Skład izotopowy całego ołowiu z uraninitu (w %)	0,12	82,34	7,91	9,63
W tym domieszka ołowiu zwyczajnego	0,12	1,89	1,81	4,17
Ołów radiogeniczny	—	88,45	6,10	5,46

Tylko wartości podane w ostatnim wierszu mogą być użyte do obliczenia wieku uraninitu.

Istnieje jeszcze jedna możliwość określenia wieku minerału, a mianowicie w oparciu o stosunek izotopów $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ w ołowiu radiogenicznym nagromadzonym w mineralu. Każdy z nich nagromadza się z inną szybkością, bowiem Pb^{207} pochodzi z rozpadu U^{235} , a Pb^{206} z rozpadu U^{238} , przy czym okresy połowicznego rozpadu U^{235} i U^{238} znacznie różnią się między sobą. Dla U^{235} okres ten wynosi 713 milionów lat, a dla U^{238} = 4,5 miliarda lat. Stosunek Pb^{207} do Pb^{206} będzie się przeto zmienił z biegiem czasu w ściśle określony sposób,

może służyć więc za podstawę do oznaczania wieku minerału.

Badania ostatnich dziesiątków lat, głównie O. Niera i współpracowników dostarczyły materiału na temat oznaczeń wieku, uzyskiwanych metodą ołowiową, w oparciu o radiogeniczne stosunki izotopów ołowiu. W poniższej tabelce zestawiono kilka takich oznaczeń wieku minerałów. Kolumna pierwsza podaje wynik uzyskany ze stosunku ogólnej ilości ołowiu do sumy uranu i toru, pozostałe kolumny są oparte na poszczególnych stosunkach izotopów (tab. II).

Przeoglądając powyższą tabelę widzimy, że w szeregu przypadków wyniki oznaczeń wieku oparte na poszczególnych stosunkach wykazują znaczne pomiędzy sobą rozbieżności, zwłaszcza dla starszych wiekiem minerałów. Przyczyna tych rozbieżności leży w rozmaitych wtórnych przemianach chemicznych, które zachodziły w badanym mineralu. Zmieniły one i zniekształciły stosunki pomiędzy uranem, torem i ołowiem. Najczęściej są to procesy ługowania tych składników, związane z wietrzeniem minerału. Mogą jednakże zajść również

i procesy wzbogacenia minerału w uran lub tor.

W uraninie stwierdzić można często strefowość składu chemicznego, wywołaną wietrzeniem. Ilustrują to 2 przytoczone poniżej analizy uraninitu (tab. III).

Widzimy więc, jak procesy wietrzenia mogą poważnie zmienić skład uraninitu, co w znacznym stopniu musi wpłynąć na wyniki oznaczenia wieku.

Ubytek uranu, toru lub ołowiu z oznaczonego minerału wpływa w różnym stopniu na wartość poszczególnych stosunków, służących do wyliczeń wieku. Wielkość tego wpływu zależy przy tym od tego, jak dawno miał miejsce ten ubytek. Ilustruje to poniższy wykres, podający zmienność wieku wyliczoną ze stosunków $\frac{Pb^{206}}{U}$, $\frac{Pb^{207}}{U}$, $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ w przypadku ubytku 50% uranu lub 50% ołowiu — w zależności od tego, jak dawno ten ubytek nastąpił. (Ryc. 1).

Tabela II

L. p.	Minerał	Miejsce pochodzenia	Wiek obliczony ze stosunku (w milionach lat)				
			Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁷
			U + 0,36Th	U ²³⁸	U ²³⁵	Th	Pb ²⁰⁶
1	Samarskit	Portland	300	255	254	266	256
2	Kolm	Güllhögen, Szwecja	—	388	—	—	770
3	Blenda smolistą	Joachimów, Czechosłowacja	234	—	—	—	227
4	"	Bolger, Saskatchewan, Kanada	—	444	437	—	400
5	"	Goldfields, Saskatchewan	—	592	664	—	920
6	"	" "	—	882	850	—	930
7	Uraninit	" "	—	190	260	—	940
8	"	Aravali, Radżputana Indie	730	734	733	940	740
9	"	Wilberforce, Ontario Kanada	—	1150	1110	1130	1032
10	"	" "	1040	1077	—	983	1035
11	"	Bach River, Gordonia, Afryka Pd.	1125	1148	1106	914	1037
12	Blenda smolistą	Wielkie Jezioro Niedźwiedzie, Kanada	1323	1251	—	—	1420
13	Uraninit	Huron, Claim, Manitoba Kanada	1680	1564	1985	1273	2475
14	Monacyt	" "	1955	3217	2839	1827	2590

Tabela III

Strefa	Kryształ uraninitu z Wilberforce, Kanada				Kryształ z Morogoro, Afryka			
	% Pb	% U	% Th	Pb	% Pb	% U	% Th	Pb
				U + 0,36 Th				U + 0,36 Th
zewnątrzna	9,15	52,99	5,22	0,1668	3,42	67,50	0,06	0,051
pośrednia	10,06	54,47	15,25	0,1678	8,34	70,89	0,10	0,118
jądro	11,05	55,50	10,46	0,1864	6,64	73,13	0,20	0,091

Widzimy więc, że ubytek uranu powoduje uzyskiwanie wyników za wysokich, przy czym dla stosunków $\frac{Pb^{207}}{U}$ i $\frac{Pb^{206}}{U}$ błąd jest tym większy, im dawniej miał miejsce ten ubytek. Ubytek ołowiu przyczynia się w podobny sposób do uzyskiwania za niskich wyników.

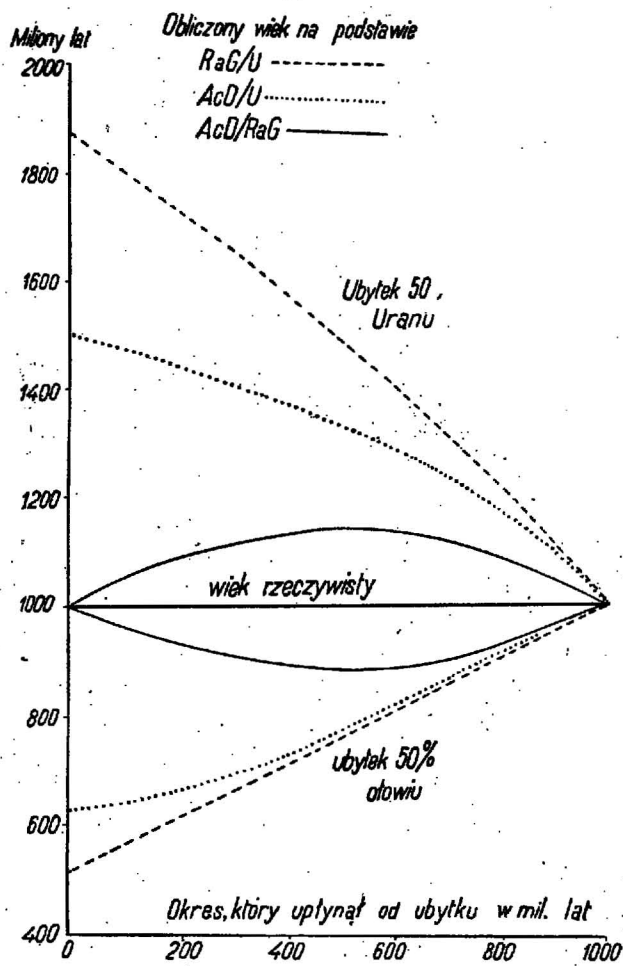
Zarazem widzimy, że zmiany te najmniej odbijają się na wynikach opartych na stosunku $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ przy czym zarówno przy ubytku uranu jak i ołowiu błąd jest największy wtedy, gdy ubytek taki miał miejsce w połowie dotychczasowej egzystencji minerału.

Istnieje jeszcze jedna przyczyna błędów. Jest nią możliwość ucieczki radonu. Radon jest to promieniotwórczy pierwiastek z grupy gazów szlachetnych; posiada on 3 izotopy, z których izotop 222 jest jednym z poprzedników ołowiu 206 w szeregu rozpadowym uranu 238, izotop 219 poprzedza ołów 207 w szeregu rozpadowym uranu 235, a izotop 220 poprzedza ołów 208 w szeregu rozpadowym toru.

Radon jako gaz posiada skłonność do ucieczki z minerału, w którym powstaje. Wskutek ucieczki pewnych jego ilości z minerału pozostaje w tym ostatnim za mało radiogenicznego ołowiu. Praktycznie dotyczy to jedynie izotopu ołowiu 206 powstającego z radonu 222, bowiem w składzie izotopowym radonu ten izotop dominuje, pozostałe izotopy radonu 219 i 226 są w tak znikomych ilościach, że straty w ołowiu 207 i 208 wynikające z ich ucieczki z minerału, są również znikome.

W przypadku ucieczki radonu otrzymamy więc za niski wiek ze stosunku $\frac{Pb^{206}}{U}$, a za wysoki ze stosunku $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$. W takich wypadkach wynik uzyskany ze stosunku $\frac{Pb^{207}}{U}$ powinien być wyższy od wyniku ze stosunku $\frac{Pb^{206}}{U}$. Istotnie, O. Nier uzyskał tego rodzaju wyniki dla kilku blend smolistych.

Z powyższych wywodów wynika wyraźnie, że metoda ołowiowa obciążona jest niebezpieczeństwem poważnych błędów. Zastosowanie analizy składu izotopowego ołowiu zastrzyło w znacznym stopniu dokładność i pewność tej metody. Mamy bowiem wtedy nie tylko możliwość wprowadzenia poprawki na obecność ołowiu zwyczajnego, lecz również w przypadku rozbieżności wyników uzyskujemy informacje o stopniu zmian w składzie chemicznym badanego materiału.



Ryc. 1

Badania O. Niera, R. W. Thompsona i B. F. Murphleya wykazały przy tym, że wyniki uzyskane ze stosunku $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ są najbardziej zbliżone do rzeczywistego wieku minerału. Zarówno bowiem ubytek ołowiu, jak i ubytek uranu w nieznacznym tylko stopniu wpływają na wynik wieku oparty na tym stosunku. Jedynie ucieczka radonu mogłaby mieć w tym przypadku większy wpływ, lecz zdaniem C. B. Collinsa, R. M. Farquhara i R. O. Russella (2) wątpliwe jest, by mogła ona zachodzić w poważniejszym stopniu. Dlatego też w przyszłości większość oznaczeń wieku metodą ołowiową opierać się będzie zapewne na stosunku $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$.

Warto zaznaczyć, że sposób ten ma tę przewagę nad innymi, iż nie wymaga on oznaczeń analitycznych uranu, toru i ołowiu, i wystarczy jedynie w badanym mineralu oznaczyć spektrografem stosunki izotopowe ołowiu.

Metoda ołowiowa stosowana jest do oznaczania wieku minerałów uranu i toru, występujących w pegmatytach, jak: uraninit, monacyt, samarskit, a nadto do blendy smolistej, która z reguły jest pochodzenia hydrotermalnego. Do

niedawna można było przeto określić metodą ołowiową wiek pegmatytów, natomiast nie można było określić za jej pomocą wieku samych skał magmowych.

Dopiero niedawno, bo w roku 1952 E. S. Larsen, N. B. Keevilland i H. C. Harrison (6) ogłosili pracę na temat określenia wieku skał magmowych przy zastosowaniu metody ołowiowej. Zasada ich metody polega na tym, że oznaczają oni wiek cyrkonu wydzielanego z badanej skały. Stosują przy tym pewne uproszczenia metodyczne, a mianowicie oznaczają drogą analizy jedynie ołów, natomiast ilość uranu i toru określają pośrednio przez pomiar radioaktywności cyrkonu, tzn. przez określenie liczby cząstek α wydzielonych przez 1 miligram cyrkonu w ciągu 1 godziny. Wzór na obliczenie wieku ma postać następującą:

$$\text{wiek} = \frac{C \cdot \text{Pb}}{\alpha} \text{ milionów lat, gdzie Pb oznacza}$$

ilość radiogenicznego ołowiu w częściach wagowych na milion części minerału, α radioaktywność mierzona w sposób wyżej podany, C — stałą zależną od stosunku uranu do toru w minerale. Metoda wprowadzona przez Larsena i współpracowników stanowi niewątpliwie duży krok naprzód w metodyce określenia wieku bezwzględnego. Jak wynika z podanych przez nich wyników, daje ona dobre rezultaty w określaniu wieku starszych skał — tj. prekambryjskich i paleozoicznych, natomiast dla skał młodszych otrzymuje się zwykle wyniki zbyt wysokie.

Metoda ołowiowa stosowana może być zarówno do młodych wiekiem minerałów (kilkadziesiąt milionów lat), jak też do minerałów o wieku 1,5 — 2,5 miliarda lat. Jednakże dla minerałów o wieku bliskim lub przekraczającym 2 miliardy lat oznaczenia tą metodą stają się niepewne. W takich bowiem przypadkach struktura wewnętrzna minerału zostaje w znacznym stopniu zniszczona pod wpływem wydzielających się przy rozpadzie promieniotwórczym cząstek α . Ułatwia to w następstwie procesy ługowania uranu, toru lub ołowiu.

2. METODA HELOWA

Podstawą do obliczenia wieku jest w tej metodzie obok uranu i toru ilość helu nagromadzonego przez rozpad promieniotwórczy. Dla młodych wiekiem minerałów stosuje się wzór:

$$\text{wiek} = \frac{\text{He}}{U + 0,27\text{Th}} \cdot 8,8 \text{ milionów lat, gdzie}$$

He oznacza ilość helu w cm^3 przy 0°C i 760 mm słupka rtęci, U i Th — ilości uranu i toru w gramach na 1 g minerału. Dla starszych wiekiem minerałów stosuje się dokładniejszy wzór logarytmiczny.

Metoda helowa posiada bardzo ograniczone zastosowanie w oznaczaniu wieku minerałów. Hel jako gaz ucieka z minerałów, zwłaszcza

gdy nagromadzi się w nich w nieco większych ilościach, tak np. wg Keevillanda (6) skalenie zatrzymują w swej strukturze jedynie około 25% tworzącego się w nich helu. Wskutek ucieczki helu wyniki oznaczeń wieku metodą helową są zwykle zbyt niskie. Znane są jednakże i wypadki odwrotne, gdy minerały o dość luźnej strukturze (beryl, turmalin, spodumen) nagromadzają w sobie hel, jak stwierdził to jeszcze w 1908 r. R. Strutt, a potwierdziły prace W. G. Chlopina i innych również. Daje to odwrotnie zbyt wysokie wyniki na wiek niekiedy dziesięciokrotnie a nawet czterdziestokrotnie (!) wyższe¹.

Stwierdzenie tego rodzaju faktów wywołało sceptycyzm w stosunku do metody helowej. Okazało się jednak, że niektóre minerały o zwartej strukturze posiadają zdolność zatrzymywania helu niemal całkowicie; dotyczy to zwłaszcza drobnoziarnistego magnetytu, tak że w oznaczaniu wieku jego złóż metoda helowa znalazła szczególne zastosowanie jako jedyna przydatna w danym przypadku. Największe usługi oddaje ona jednakże w oznaczaniu wieku meteorytów żelaznych.

3. METODA STRONTOWA

Metoda strontowa opiera się na rozpadzie rubidu ⁸⁷Rb, który przechodzi w swój izobar, stront ⁸⁷Sr (⁸⁷Rb → ⁸⁷Sr). Wiek oblicza się wg wzoru: $\text{wiek} = \frac{0/0\text{Sr}^{87}}{0/0\text{Rb}^{87}} \cdot 8,37 \text{ milionów lat. Ini-}$

cjatorami użycia metody strontowej, wprowadzonej stosunkowo niedawno, byli w r. 1937 V. M. Goldschmidt oraz w r. 1938 O. Hahn i E. Walling. Główne zasługi w jej rozwoju położył L. Ahrens (1).

Z geochemii rubidu wiemy, że pierwiastek ten nigdy nie tworzy własnych minerałów, a w podwyższonej koncentracji wchodzi w skład minerałów potasowych, zwłaszcza powstałych w etapie pegmatytowym. Te minerały przeto wchodzi głównie w rachubę w metodzie strontowej. Może ona być zastosowana do minerałów posiadających co najmniej kilka dziesiątych procentu rubidu. Mineralem najbogatszym w rubid, a zarazem najlepiej nadającym się do metody strontowej jest łuszczak litowy, lepidolit. Ołbrzymia większość dotychczasowych oznaczeń wieku metodą strontową dokonana została na lepidolitach. Z reguły rezygnowano przy tym z oznaczenia składu izotopowego strontu, gdyż jak wynika z badań J. Mattoucha lepidolity nie zawierają strontu zwyczajnego, lecz jedynie izotop ⁸⁷ pochodzenia radiogenicznego. Oznaczenia rubidu i strontu dokonywane są spektralnie.

Zdaniem Ahrensa (1) metoda strontowa może być z powodzeniem użyta do takich minera-

¹ W. W. Czerdynczew, L. W. Kozak i M. B. Strojewa uzyskali na wiek pirytu 10 miliardów lat zamiast 250 milionów lat.

ów pegmatytowych, jak: amazonit, mikroklin, synwalyd, bogate w lit muskowity i inne, które zawierają poważne ilości strontu radiogenicznego. Jednakże we wszystkich tych przypadkach konieczne jest dokonanie analizy izotopowej strontu dla uchwycenia domieszki strontu zwyczajnego. Stront bowiem posiada zbliżony promień jonowy do potasu i może go diadochowo zastępować w jego minerałach, zwłaszcza powstałych w wyższych temperaturach. Oznaczenie wieku niektórych z tych wymienionych minerałów zostało rzeczywiście przeprowadzone, jednakże na ogół bez analizy izotopowej.

Metodą strontową można oznaczać wiek minerałów powyżej 100 milionów lat. Szczególnie wartościowa okazuje się ona dla bardzo starych wiekiem minerałów i w takich przypadkach stanie się zapewne w przyszłości najbardziej użyteczna, dystansując metodę ołowiową. Opracowanie metod pozwalających stosować ją do pospolitych minerałów potasowych, zasobniejszych w rubid, a zwłaszcza do biotytów w pegmatytach, a szczególnie w granitach rozszerzy znacznie jej przydatność. Wymagać to będzie zwiększenia dokładności metod analitycznego oznaczania rubidu i strontu oraz określenia ilości radiogenicznego strontu w przypadkach znacznego nieraz nadmiaru domieszki zwyczajnego strontu. Ostatnio L. T. Aldrich i J. B. Doak (7) opracowali metodę pozwalającą na określenie strontu radiogenicznego w obecności dwudziestokrotnego nadmiaru strontu zwyczajnego; dokonane następnie przez nich i L. O. Nicolaysena (7) oznaczenie wieku lepidolitów z Afryki południowej dały dla niektórych lepidolitów niespodziewanie wysokie wartości rzędu 3,7—3,8 miliarda lat, co nie może pozostać bez wpływu na nasze poglądy na wiek skorupy ziemskiej.

4. METODA ARGONOWA

W ostatnich latach pojawiły się próby wykorzystania rozpadu promieniotwórczego izotopu potasu — K^{40} . Ulega on podwójnej przemianie: na izotop wapnia Ca^{40} z wydzieleniem promieni β oraz na izotop argonu Ar^{40} , z jednoczesnym wchłonięciem przez jądro jednego z elektronów orbitalnych. Na tej ostatniej przemianie polega metoda argonowa. Metoda ta wchodzi dopiero w użycie, tak że trudno w chwili obecnej ocenić jej użyteczność. W Związku Radzieckim E. K. Gerling (9b) zbadał jej przydatność dla określenia wieku niektórych minerałów potasowych, głównie skałeni oraz dla niektórych skał magmowych. Stwierdził on, że dla skałeni wyniki wieku uzyskane metodą argonową są w zgodzie z wynikami otrzymanymi metodami ołowiową lub helową albo uzyskanymi z przesłanek geologicznych. Otwierałoby to przed metodą argonową szerokie perspektywy ze względu na to,

że skałenie potasowe należą do pospolitych minerałów w skorupie ziemskiej. Należy jednak pamiętać, że w metodzie argonowej istnieje niebezpieczeństwo ucieczki argonu z minerału. Z tej przyczyny próby zastosowania przez E. Smitsa i W. Genthera metody argonowej do określenia wieku oligoceńskich i permjskich złóż soli potasowych z obszaru Niemiec nie dały pozytywnych rezultatów.

W zakończeniu tego krótkiego przeglądu promieniotwórczych metod datowania w geologii należy dodać, że metody te stanowią najważniejszą wprawdzie, lecz nie jedyną grupę metod tej kategorii. Drugą grupę stanowią metody datowania najmłodszych wydarzeń geologicznych, wieku poniżej miliona lat. Polegają one:

a) na śledzeniu stopnia zaniku jednego pierwiastka promieniotwórczego; należą tu: metoda radiowęgla lub określanie wieku konkrekcji w oparciu o zanik ilości radu ku środkowi konkrekcji. Możliwość określenia wieku w granicach do kilkunastu tysięcy lat;

b) na określeniu stosunku pomiędzy poszczególnymi członami pewnego szeregu promieniotwórczego; należy tu metoda określania wieku osadów morskich w oparciu o stosunek: uran (jon) rad. Możliwość określenia wieku w granicach do kilkuset tysięcy lat.

L I T E R A T U R A

1. Ahrens L. — Measuring geologic time by the strontium method. „Bull. Geol. Soc. Amer.” 1949, s. 217—266.
2. Collins C. B., Farquhar R. M., Russel R. B. — Isotopic constitution of radiogenic leads and measurement of geological time. „Bull. Geol. Soc. Amer.” 1954, s. 1—22.
3. Davis G. L., Aldrich L. T. — Determination of the age of lepidolites by the method of isotope dilution. „Bull. Geol. Soc. Amer.” 1953, s. 379.
4. Hecht Fr. — Radioactive Eigenschaften, Altersbestimmung. Zehlwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. Bd III, s. 284—312.
5. Holmes A. — The age of uraninite from Gerdonia, South Africa. „Am. J. S. c.” 1950, vol. 248, s. 81—94.
6. Larsen E. S. jr., Keevilland N. B., Harrison H. C. — Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. „Bull. Geol. Soc. Amer.” 1952, s. 1045—52.
7. Nicolaysen L. O., Aldrich L. T., Doak J. B. — Age Measurements on African Micas by the Strontium-Rubidium Method. „Trans. Amer. Geophys. Un.” 1953, vol. 34, s. 342.
8. Smulikowski K. — Geochemia. Warszawa 1952.
9. Trudy pierwej stessii Komissii opriedielenija absolutnogo wozrasta geologiczeskich formacii. Moskwa 1954. a) Starik I. E. — Sowriemiennoje sostojanije radioaktiwnych mietodow opriedielenija wozrasta drierwnich i molodych obrazowaniji. b) Gerling E. K. — Argonowij mietod opriedielenija wozrasta minierałow i porod. c) Bunkser E. S., Burksers W. W. — Opyt primienienija rubidiewo-stroncjewogo mietoda k opriedieleniju absolutnogo wozrasta amazonita. d) Czeryncew W. W., Kozak L. W., Strojewa M. W. — Ob izbytočnom gielji w minierałach ziemnoj kory.