

ANTONI POLAŃSKI
Uniwersytet Warszawski

PROBLEMY GENEZY SKAŁ I ZŁOŻ ROZWIĄZYWANE METODAMI GEOCHEMICZNYMI

UKD [552.11+552.16+552.14]:550.84

Pierwiastki chemiczne w swym obiegu w przyrodzie tworzą najrozmaitsze minerały lub wchodzą w ich skład jako domieszki. Te sposoby chemicznego wiązania się pierwiastków są wypadkową fizyczno-chemicznych warunków środowiska, w którym powstają minerały oraz skały i złoża. Analiza wzajemnych proporcji w jakich poszczególne pierwiastki uczestniczą w składzie skał i minerałów powinna więc dostarczyć informacji o warunkach w jakich powstają te utwory, a więc może być przydatna w zagadnieniach dotyczących genezy skał i złóż.

Sz szczególnie obiecująca, choć nie wyłączna, wydaje się być w tym zakresie analiza udziału rzadkich pierwiastków w składzie skał i minerałów. Pierwiastki te występują w naturalnych środowiskach w znacznym rozcieńczeniu, a zawartość ich w tych samych rodzajach minerałów i w tych samych typach skał waha się często bardzo znacznie, nieraz o całe rzędy wielkości. Stąd też różnicowanie się zawartości rzadkich pierwiastków w minerałach, skałach i złożach jest bardziej czułe na rozmaite czynniki działające przy powstawaniu różnorodnych paragenez mineralnych aniżeli różnicowanie się głównych składników chemicznych.

Badania geochemiczne prowadzone od szeregu lat w Katedrze Mineralogii i Geochemii UW, a kontynuowane w Instytucie Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW dostarczyły szeregu spostrzeżeń, które pozwalają na uchwycenie różnic w zawartości pierwiastków chemicznych, a zwłaszcza rzadkich w różnych zespołach mineralnych, a zarazem pozwalają na powiązanie tych różnic z warunkami powstawania tych zespołów. W tym powiązaniu zarysowuje się więc możliwość stworzenia pewnych geochemicznych kryteriów, przydatnych w problemach genezy skał i złóż. Trzeba jednakże mieć świadomość tego, że kryteria i metody geochemiczne rzadko kiedy mogą same jako takie w sposób jednoznaczny rozwiązać takie problemy. Najczęściej stanowią one będą tylko jedną z metod przy kompleksowym rozwiązywaniu złożonych i zawiłych problemów genezy skał i złóż.

Geochemiczne badania granitoidów dolnośląskich, przeprowadzone przez W. Kowalskiego, K. Szpilę i Z. Wichrowskiego ujawniły różnice pomiędzy odmiennymi grupami genetycznymi tych granitoidów, wyróżnionymi uprzednio przez K. Smulikowskiego (1958) i obejmującymi:

1. Granitoidy magmowe (masyw Strzegom — Sobótka, masyw Karkonoszy, masyw Strzeliń — Friedeberg).
2. Granitoidy mieszane (masyw Kłodzko — Złoty Stok, strefa Niemczy, granitoidy Bielice).
3. Granitoidy metamorficzno-metamorficzne i reo-morficzne (kudowskie i jawornickie).

Granitoidy magmowe są wyraźnie ubogie w chrom i wanad, granitoidy mieszane wyróżniają wysokie zawartości baru i wanadu, po części też chromu. Ilustrację różnic pomiędzy wymienionymi wyżej grupami genetycznymi granitoidów stanowią wykresy 1—4, na których przedstawiono zależności pomiędzy Ba-Rb, Ba-Sr, Sr-Rb i Cr-V. Punkty projekcyjne reprezentujące poszczególne grupy genetyczne granitoidów grupują się na większości wykresów w oddzielne pola.

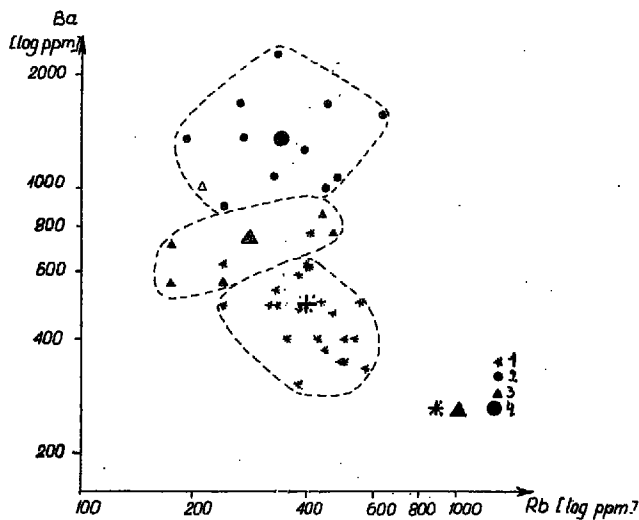
Wartościowych informacji na temat genetycznych zależności pomiędzy pewnymi grupami skał może też dostarczyć analiza zawartości pierwiastków rzadkich w wybranych minerałach skałotwórczych. Oznaczenie zawartości: Cr, V, Ni, Co, Ba, Rb, Pb i Sn w biotytach i muskowitach wydzielonych z gnejsów Gór Sowich wykonane przez P. Zawidzkiego ujawniło podobieństwo pomiędzy łyszczykami z paragnejsów oraz granitognejsów pozbawionych tekstury oczkowej (granitognejsy A), a odmiennosc w tym względzie granitognejsów o wyraźnej teksturze oczkowej (granitognejsy B), jak ilustruje to tabela I, przy czym różnice te wyrażają się zarówno w zawartości: Cr, V, Ni, Ba, Pb i Sn jak też w odmiennych stosunkach podziału większości badanych pierwiastków pomiędzy biotyt i muskowitz. Te różnice geochemiczne przemawiają na korzyść poglądu o genetycznych powiąza-

Tabela I

PIERWIASTKI RZADKIE W ŁYSZCZYKACH PARAGNEJSÓW I ORTOGNEJSÓW GÓR SOWICH

b = biotyt, m = muskowitz, 1 = zawartość w ppm, 2 = stosunek zawartości w muskowitzie do zawartości w biotycie

Rodzaj skały		Cr		V		Ni		Sr		Ba		Pb	Sn
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	1
paragnejsy	b	120	1,96	170	1,77	64	0,17	12	23	290	2,33	39	25
	m	230		320		11		280		620			
granitognejsy A	b	120	1,72	140	1,97	71	0,18	10	22	270	2,82	41	22
	m	200		260		13		220		760			
granitognejsy B	b	48	2,89	91	2,98	26	0,36	<10	>4,6	150	3,25	27	44
	m	140		260		9,4		46		490			

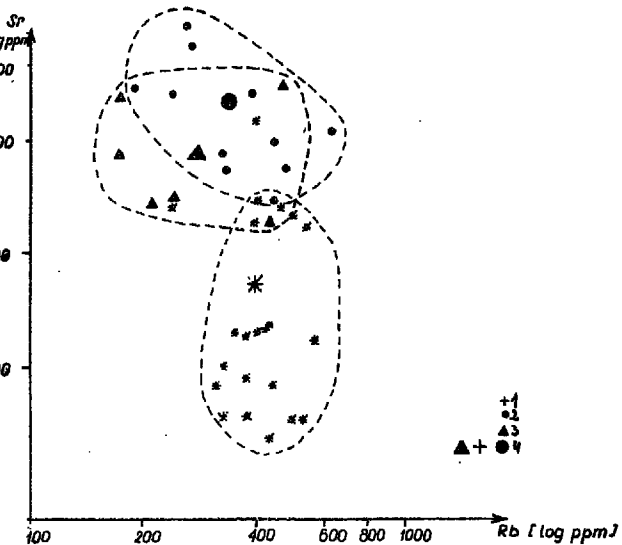
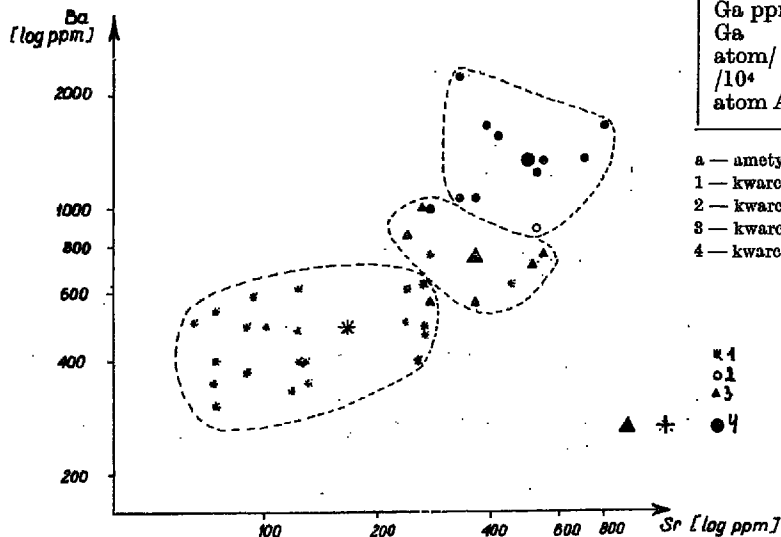


Ryc. 1. Zależność pomiędzy Ba, Rb w granitoidach dolnośląskich.

1 — granitoidy magmowe, 2 — granitoidy mieszane, 3 — granitoidy metamorficzno-metasomatyczne, 4 — średnie dla wydzielonych typów granitoidów.

Fig. 1. Interdependence between Ba and Rb for Lower Silesia granitoids.

1 — magmatic granitoids, 2 — mixed granitoids, 3 — metamorphic-metasomatic granitoids, 4 — mean values for the distinguished types of granitoids.



Ryc. 2. Zależność pomiędzy Ba i Sr w granitoidach dolnośląskich. Objaśnienia jak na ryc. 1.

Fig. 2. Interdependence between Ba and Sr for Lower Silesia granitoids. Explanations as in Fig. 1.

Tabela II

GLIN I GAL W AMETYSTACH I WSPÓŁWYSTĘPUJĄCYCH KWARCACH NIEZABARWIONYCH

	1		2		3		4	
	a	b	a	b	a	b	a	b
Al ppm	120	740	146	470	130	450	20	73
Ga ppm	23	0,27	19	0,22	7,7	0,41	0,18	0,02
Ga atom/ /10 ⁴	740	1,4	540	1,8	230	3,5	35	1,4

a — ametysty, b — kwarcie niezabarwione,

1 — kwarcie z żył hydrotermalnych w granicie karkonoskim,

2 — kwarcie z skał metamorficznych,

3 — kwarcie z żył hydrotermalnych w andezytach,

4 — kwarcie z geod w melafirach.

Ryc. 3. Zależność pomiędzy Sr i Rb w granitoidach dolnośląskich. Objaśnienia jak na ryc. 1.

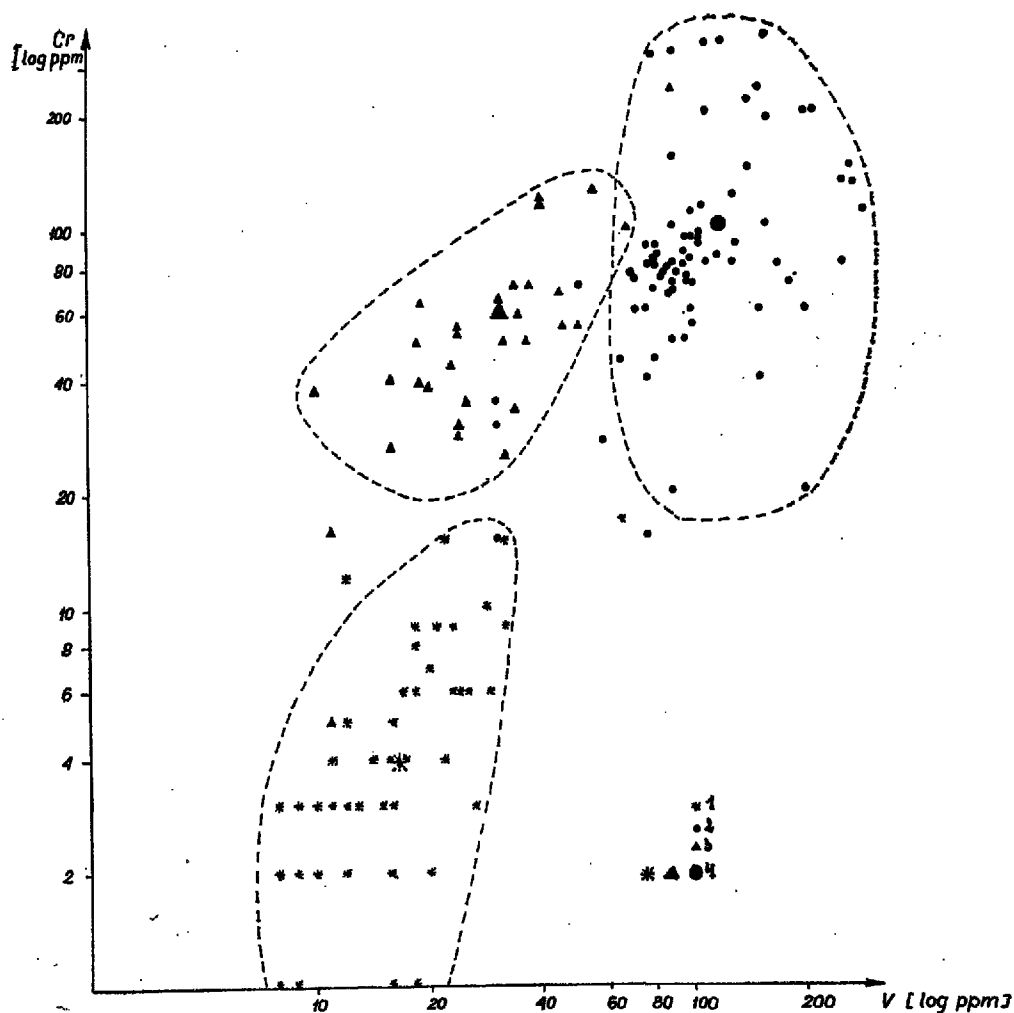
Fig. 3. Interdependence between Sr and Rb for Lower Silesia granitoids. Explanations as in Fig. 1.

niach pomiędzy paragnejsami i granitognejsami A, a odmiernością w tym względzie granitognejsów B.

Również badania geochemiczne innych minerałów skałotwórczych mogą być użyteczne w zagadnieniach dotyczących genezy skał. Tak więc, obszerne studium geochemii kwarców wykonane przez Z. Walenczaka wykazały, że kwarcie o różnej genezie wykazują znaczne różnice w zawartości niektórych pierwiastków chemicznych, stanowiących domieszki w tych minerałach. Tego rodzaju różnice uchwycone zostały w zawartości litu pomiędzy kwarcami skał magmowych i skał metamorficznych, bowiem kwarcie wydzielone z granitoidów magmowego pochodzenia zawierają 3—15 ppm Li, natomiast kwarcie wydzielone

z gnejsów oraz z granitoidów metamorficznych i anatektycznych zawierają tylko 0,3—1,8 ppm Li.

Różnice w zawartości litu w kwarcach mogą być wykorzystane przy rozważaniach paleogeograficznych. Przykładem może być badanie kwarców z piaskowców górno-kredowych wypełniających w Górach Kaczawskich rów Wlenia, przy czym źródła materiału detrytycznego upatruje się, bądź to w Karkonoszach, bądź też w Górach Izerskich. Kwarcie z granitoidów karkonoskich zawierają przeciętnie kilkanaście razy więcej litu niż kwarcie skał metamorficznych, budujących kompleks izerski. Jak okazało się kwarcie z piaskowca glaukonitowego z okolic Jeżowa oraz z piaskowca z Pilichowic zawierały 6—8 ppm Li. Wska-



Ryc. 4. Zależność pomiędzy Cr i V w granitoidach dolnośląskich. Objasnienia jak na ryc. 1.

Fig. 4. Interdependence between Cr and V for Lower Silesia granitoids. Explanations as in Fig. 1.

zuje na to magmowe pochodzenie tych kwarców. Prawdopodobnie więc przeważająca część materiału, z którego zbudowane są badane piaskowce górnokredowe pochodziła z odsłoniętych już wówczas granitoidów karkonoskich.

Zmienność stosunków pewnych pierwiastków domieszek w kwarcach może rzucić światło na warunki fizyczno-chemiczne krystalizacji. Taką parą pierwiastków jest para Ga/Al. W kwarcach glin na ogół znacznie przeważa nad galem, jednak w ametystach obserwujemy pokaźne przesunięcie stosunku Ga/Al na korzyść galu, choć zazwyczaj glin jest jeszcze nadal w przewadze ilościowej, jak widać to z tab. II. Z obserwacji zmienności stosunku Ga/Al w kolejnych generacjach kwarcu wynika, że wywołana jest ona zmiennością pH roztworów, z których odbywa się krystalizacja, przy czym optymalne warunki dla współwytrącania się galu z glinem występują w roztworach słabo kwaśnych.

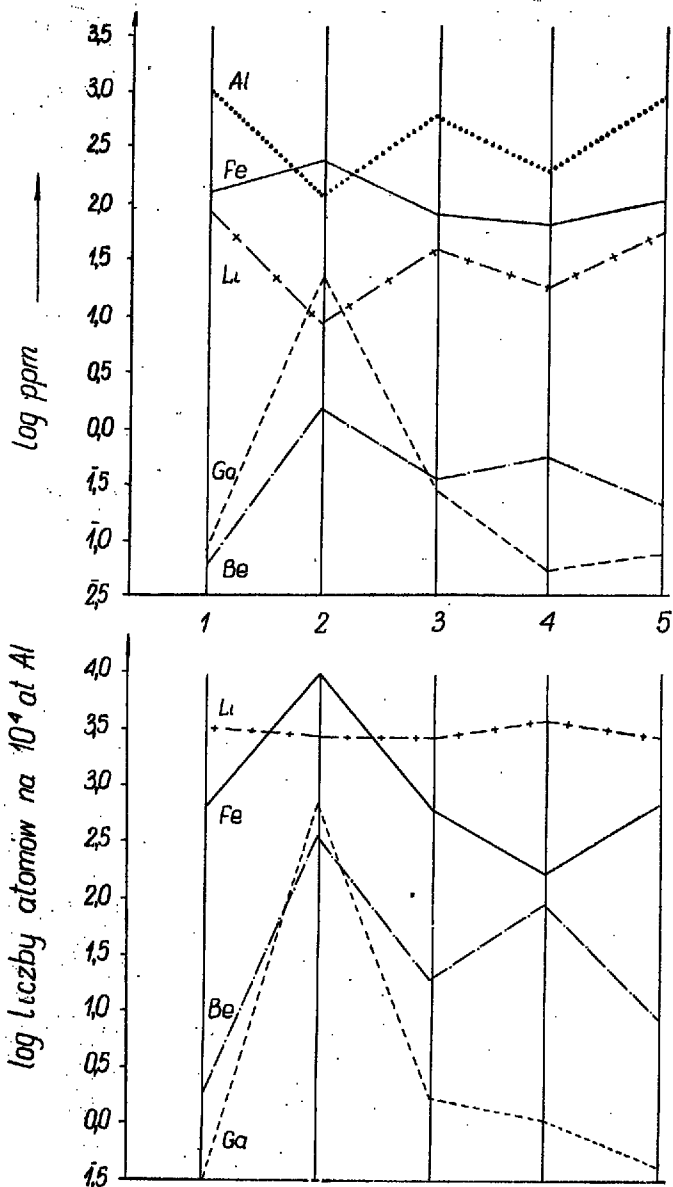
Pouczającym przykładem zmienności proporcji pomiędzy różnymi domieszkami w kwarcach jest studium kolejnych warstewek żyły kwarcowej z Kletna koło Kłodzka, a mianowicie:

- 1) 5 mm warstewki drobnoziarnistych agregatów kwarcu mlecznobiałego na marmurze;
- 2) 20 mm warstewki, zbudowanej ze szczołki jasnofioletowego ametystu;
- 3) 2 mm warstewki mlecznobiałego kwarcu narastającego równolegle do ścian romboedru ametystu;
- 4) 10 mm warstewki kwarcu bezbarwnego;

- 5) 5 mm warstewki złożonej z cieniutkich warstewek kwarcu mlecznobiałego i kwarcu bezbarwnego.

Zmienność zawartości: Al, Ga, Fe, Li, Be w tych warstewkach oraz zmienność stosunku Ga, Fe, Li, Be do glinu ilustruje wykres 5. Analizując ten wykres zauważymy, że pierwszą warstewkę wykształconą na marmurze cechuje duża zawartość Al a niska Ga i niski stosunek Ga/Al. Jej krystalizacja odbywała się w środowisku alkalicznym (obecność węglanu wapnia), a więc w warunkach sprzyjających utrzymaniu się galu w roztworze i oddzielenia jego od glinu.

Krystalizacja następnej warstewki ametystu odbywała się z roztworów o obniżonym pH, a więc w warunkach najkorzystniejszych do wytrącania się galu, co wyraźnie zaznaczyło się na wzroście zawartości Ga w ametyście i bardzo wyraźnym wzroście stosunku Ga/Al. W późniejszych etapach krystalizacji kwarców, które odbywały się już zapewne w wyższym przedziale pH, obserwujemy znowu spadek zawartości Ga, gdyż warunki środowiska nie sprzyjały współwytrącaniu się galu z glinem. Warto zwrócić uwagę, że również dla innych pierwiastków obserwujemy zmienność ich zawartości w poszczególnych warstewkach kolejnych generacji kwarcu. Stosunek Ga/Al w niektórych minerałach może być więc wskaźnikiem zmian pH w środowisku, z którego one krystalizowały.



Ryc. 5. Zmienność Al, Ga, Fe, Be, Li w kolejnych warstewkach kwarcu z żyły w Kletnie.

Fig. 5. Variation of Al, Ga, Fe, Be, and Li in successive lamellae of quartz from vein at Kletno.

Dla zagadnień genezy złóż wartościowe informacje przynoszą badania geochemiczne i oznaczenia stosunków izotopowych. Jako przykład mogą posłużyć geochemiczno-mineralogiczne badania dolnośląskich złóż barytu, wykonane przez W. Kowalskiego. Objęły one m.in. prześledzenie zawartości Sr, Ca, Pb w barytach i kilku pierwiastków w towarzyszących barytom siarczku. Wykonane też zostały oznaczenia stosunków izotopowych siarki w barytach i siarczku.

Baryty dolnośląskie wyróżniają się stosunkowo wysokimi zawartościami strontu, a mianowicie: baryty ze Stanisławowa zawierają od 1 do 3% SrSO_4 , natomiast baryty z Boguszowa cechuje większy rozrzut; zawartość strontu najczęściej mieści się w granicach 1–6% SrSO_4 , przy maksymalnych wartościach dochodzących do 14% SrSO_4 .

Z danych z literatury wynika, że większe zawartości strontu cechują baryty powstałe w wyższych temperaturach. Dla barytów ze złoża w Stanisławo-

Tabela III
ZAWARTOŚĆ STRONTU I SKŁAD IZOTOPOWY SIARKI W PARAGENEZACH DOLNOŚLĄSKICH ZŁÓŻ BARYTU

Złoże	Zawartość SrSO_4 w barycie w % wag	$\delta^{34}\text{S}$ w ‰		Parageneza
		w barycie	w galenicie	
Boguszów	4,6	+13,2	-7,0	barytowo-siarczkowa
Boguszów	2,4	+14,0	—	barytowo-fluorytowa
Stanisławów	1,8	+16,0	-2,0	barytowo-fluorytowa z śladami siarczków

Tabela IV
ZAWARTOŚĆ STRONTU I OŁOWIU, SKŁAD IZOTOPOWY SIARKI W PARAGENEZACH DOLNOŚLĄSKICH ZŁÓŻ BARYTU

Baryt	% SrO_4	Pb ppm	$\delta^{34}\text{S}$ w ‰	Temperatura powstawania
hydrotermalny wtórny	2,0	<5	+16,0	200°C
descenzyjny	0,03	470	+6,9	30°C

wie wypadają w ten sposób temperatury w przedziale 200–220°C. Te wartości dobrze zgadzają się z wartościami uzyskanymi metodą dekrepitacji. Bardziej zawiłe przedstawia się sprawa barytów ze złoża w Boguszowie. Większe zróżnicowanie zawartości strontu wskazuje na bardziej złożone i urozmaicone warunki powstawania tych barytów, w tym na zmienność stosunków Ba i Sr w roztworach, zmienność pH, wpływ jonów chlorowcowych. O stopniu wpływu tych czynników można pośrednio wnioskować ze studium paragenez mineralnych złóż w Boguszowie, przy czym zaznaczają się różne generacje barytów, odpowiadające różnym temperaturom i różnym warunkom tworzenia się barytów.

Wyraźne powiązania genetyczne dolnośląskich złóż barytowych ze złożami z rejonu Gór Kruszcowych i Turynгии, których powstanie wiąże badacze niemieccy z cyklem powaryscyjskim, przyniosły oznaczenia stosunków izotopowych siarki. Wyniki uzyskane głównie przez badaczy niemieckich dla udokumentowanych geologicznie paragenez barytowo-siarczkowych z rejonu Gór Kruszcowych ustaliły pewne charakterystyczne zależności pomiędzy składem izotopowym a genezą. Dla paragenez cyklu powaryscyjskiego (saksońskiego, trias-jura) zaznacza się przy tym, według badaczy niemieckich, charakterystyczny przedział stosunku $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ w siarczku wyrażony średnimi wartościami dla $\delta^{34}\text{S}$ w granicach od +13 do +16, a w siarczku od wartości zerowej do ujemnych. Takie właśnie przedziały stosunków izotopowych siarki stwierdzone zostały również w barytach dolnośląskich. Te analogie w składzie izotopowym potwierdzone zostały analogiami w zawartości strontu, który w barytach dolnośląskich jest wysoki, analogiczny do zawartości w barytach powaryscyjskich z terenu Gór Kruszcowych i Turynгии, które zawierają przeważnie 2–4% SrSO_4 , gdy starsze wiekowo, tzn. waryscyjskie mają niższe koncentracje SrSO_4 , zwykle poniżej 1% SrSO_4 .

Dalszym potwierdzeniem tych analogii złożowych okazały się oznaczenia kilku pierwiastków śladowych w galenicie, sfalerycie, tetradrycie i fluorycie. Zestaw wielkości domieszek, a zwłaszcza obecność Bi,

Sb, Ag w galenicie, wysokie zawartości Bi, Sb w tetraedrycie, ziem rzadkich grupy itrowej, ze znaczną zarazem przewagą nad grupą cerową, w fluorycie, oto podobieństwa geochemiczne między minerałami ziół barytowych z Dolnego Śląska a minerałami paragenes powaryscyjskich z terenu Gór Kruszcowych i Turynii.

Warto również podkreślić różnice geochemiczne oraz w składzie izotopowym siarki, widoczne pomiędzy barytami o różnej genezie (tab. IV).

SUMMARY

The paper deals with applicability of identifications of rare elements in reconstructions of rocks and ores genesis. Certain differences are found between different genetic groups of Lower Silesia granitoids, micas of different groups of gneisses from the Sowie Mts, and quartz derived from rocks of different genesis.

Geochemical and isotopic studies on Lower Silesia barite deposits also proved to be helpful in attempts to reconstruct genesis of those deposits.

KAZIMIERZ ŁYDKA

Uniwersytet Warszawski

WSKAŹNIK MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNY PRZEOBRAŻENIA SKAŁ ILASTYCH W WARUNKACH EPIGENETYCZNYCH

UKD [549.623.08:552.5]:550.84.09:553.981/982.061.33+552.578:552.16(438-16)

Studia mineralogiczno-petrograficzne prowadzone w ostatnich kilkudziesięciu latach wykazały bardzo duże zróżnicowanie wśród składników mineralnych ilastych skał osadowych. Obfita literatura, obejmująca zarówno oryginalne prace badawcze, jak też bogaty zestaw podręczników akademickich, dostarcza informacji o zależnościach pomiędzy różnymi czynnikami środowiska powstawania i występowania a zróżnicowaniem różnych gatunków minerałów ilastych.

Składniki skał ilastych służyły wielu badaczom jako wskaźniki środowiska powstawania formacji osadowych, były też argumentem dla określania warunków środowiskowych kopalnych basenów sedimentacyjnych. Badania autora prowadzone w latach 1971-1972 zmierzały do wyznaczenia wskaźnika mineralogiczno-petrograficznego przeobrażenia składników ilastych w warunkach dia- i metagenety.

Minerały ilaste, występujące w stosunku do innych składników skał osadowych w stanie najwyższego zdyspergowania są z uwagi na swój charakterystyczny skład chemiczny i strukturę podatne najbardziej na wpływy zmieniających się w czasie geologicznym warunków fizycznych i fizyczno-chemicznych. Analizując zmienność minerałów ilastych możemy się starać o odtworzenie warunków, w których interesujące nas serie ulegały przemianom w ubiegłych epokach geologicznych. Przemiany zachodzące w zespołach minerałów ilastych pod wpływem procesów epigenetycznych są interesujące m.in. z tego powodu, że dokonują się one wraz z przemianami zachodzącymi we współwystępujących substancjach organicznych. Produkty przemian substancji organicznych w wyniku procesów migracji mogą być niedostępne dla charakterystyki interesujących nas serii skalnych, natomiast obecne w skałach minerały ilaste mogą być wskaźnikami procesów geologicznych zaszłych w ubiegłych epokach.

W toku badań laboratoryjnych wykorzystujących metody mikroskopowe, termiczne i rentgenostrukturalne stwierdzono bardzo duże zróżnicowanie w ja-

Wreszcie warto dodać, że badania geochemiczne przeobrażonych stref skał otaczających złoża w Boguszowie i złoża w Stanisławowie wykazały, że w partiach wyraźna hydrotermalnie przeobrażonych zaznaczają się podwyższone koncentracje pierwiastków charakterystycznych dla cyklu powaryscyjskiego, a mianowicie Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Ba, Pb, natomiast nie zauważa się wzbogacenia w pierwiastki charakterystyczne dla mineralizacji cyklu waryscyjskiego, takich jak: Sn, Mo, W.

РЕЗЮМЕ

В статье анализируется роль рассеянных элементов в определении генезиса пород и минералов в месторождениях полезных ископаемых. Отмечаются геохимические различия между гранитоидами разных генетических групп в Нижней Силезии, между слюдами, представленными в составе гнейсов разных групп в Словых горах, наконец, между кварцами пород разного генезиса.

Геохимические исследования и определения изотопного состава баритов в месторождениях Нижней Силезии проливают свет на генезис этих месторождений.

kościowym składzie mineralnych frakcji ilastych oraz duże zróżnicowanie w wykształceniu minerałów tego samego gatunku. Badania mineralogiczno-petrograficzne ostatnich dziesiątków lat wykazały, że minerały ilaste nawet najdrobniejszych frakcji ziarnowych skał osadowych należące do tego samego gatunku mogą być różnego pochodzenia. Wyróżniono trzy różne typy minerałów ilastych w zależności od ich stosunku do innych składników skałotwórczych: 1) minerały pochodzenia detrytycznego, wywodzące się z obszarów alimentacyjnych odległych od basenu sedimentacyjnego zarówno w przestrzeni, jak i w czasie; 2) minerały ilaste, powstające syngenetycznie z osadem, w którym występują; 3) minerały ilaste, zawdzięczające swoją obecną strukturę i skład procesom przebiegającym już w gotowym osadzie lub skale.

Doświadczenia wielu badaczy zawarte w bardzo bogatej literaturze skłaniają do przyjęcia poglądu, że najbardziej pospolity jest trzeci typ minerałów ilastych. Częstotliwość występowania minerałów ilastych zawdzięczających swoje powstanie procesom epigenetycznym wzrasta wraz z wiekiem osadów. Również warunki geologiczne występowania odgrywają ważną rolę w ewolucji składu i własności składników ilastych. W najbardziej ogólnych zasadach określania warunków geologicznego występowania składników ilastych należy odróżnić środowisko platformowe od geosynklinalnego.

Dla rozwiązania stojącego zadania, sprowadzającego się m.in. do określenia i wydzielenia stref predysonowanych do podwyższenia mobilności bituminiów, a w pierwszym rzędzie stopnia metamorfozy substancji organicznych obecnych w pierwotnych sedimentach syneklizy perybałtyckiej, posłużono się stwierdzonymi prawidłowościami w rozmieszczeniu minerałów ilastych w skałach starszego paleozoiku. Zbadano próbki skalne pochodzące z wierceń: Gołdap IG-1, Bartoszyce IG-1, Kętrzyn IG-1, Żarnowiec IG-1, Łeba-8, Prabuty IG-1. Analizowano frakcje ilaste obecne w skałach syluru, ordowiku oraz kam-

bru. Wymienione otwory pozwalają na przedstawienie różnicowania zespołu składników ilastych w profilu równoleżnikowym przez całą dostępną naszym badaniom syneklizę perybałtycką.

Przeprowadzone analizy wykazały bardzo duże różnicowanie w występowaniu minerałów typu illitu. Okazało się, że z reguły współwystępują ze sobą różne politypy tych minerałów, zarówno modyfikacja M_1 , jak M_2 , jak i $2M_1$. Wszystkie te politypy tworzą mieszaniny o różnych proporcjach. Dalsze analizy uzyskanych wyników, jak też wyniki nowe, są niezbędne dla rozszyfrowania istniejących prawidłowości w rozmieszczeniu wspomnianych politypów.

Analizy uzyskanych danych, co do wykształcenia składników ilastych zwróciły szczególną uwagę na stopień krystaliczności illitowych minerałów. Illity okazały się obecne we wszystkich badanych próbkach pochodzących ze wszystkich badanych formacji, niezależnie od miejsca ich występowania i od ich pozycji stratygraficznej. To powszechne rozprzestrzenienie tego typu minerałów umożliwia wykorzystanie ich jako wskaźników stopnia rozwoju procesów epigenetycznych. Do tego samego skłania stosunkowo duża łatwość rozpoznania metodami mikroskopowymi odmian pochodzenia detrytycznego i oznak związanych z procesami rekrystalizacji.

Zastosowanie wskaźników krystaliczności illitu, proponowanych przez Weavera (7) i Küblera (3) do wyników analiz uzyskanych w toku badań interesujących nas materiałów, skłoniło autora do modyfikacji stosowanego przez tych badaczy wskaźnika krystaliczności illitu. Podobnie jak i wymienieni badacze, dla wyznaczenia wskaźnika krystaliczności illitów autor wykorzystał wyniki uzyskane przy użyciu dyfraktogramu rentgenowskiego. Za wskaźnik krystaliczności illitów przyjął autor wartość następującego wyrażenia: $k =$

maksymalna wysokość refleksu podstawowego 001

szerokość refleksu podstawowego 001 mierzona w połowie jego wysokości

Obie zmienne uzyskiwane są dla wszystkich badanych próbek w stałych warunkach ekspozycji i rejestracji.

ZMIENNOŚĆ WSPÓŁCZYNNIKA ILLITÓW Z NIEKTÓRYCH SKAŁ SYNEKLIZY PERYBAŁTYCKIEJ

Okres	Skały z otworu wiertniczego.					
	Gołdap IG-1	Bar-toszy-co IG-1	Kę-trzyn IG-1	Pra-buty IG-1	Żar-no-wiec IG-1	Łe-ba-8
eokambr	—	—	—	—	9—14	6—15
kambr	6—12	3—15	4—11	3—12	2—9	5—10
ordowik	6	1	1—6	3—4	3—4	2
sylur	4—15	2—13	1—6	3—14	2—9	2—12

W tabeli przedstawiono wyniki analiz illitów wydzielonych z różnych typów skał starszego paleozoiku skał — głównie z łupków ilastych, ilowców, a także z mułowców, piaskowców, rzadziej ze skał marglistych i wapiennych. Illity ze skał bogatych w węglany odznaczają się najniższymi i średnimi wartościami współczynnika krystaliczności.

Jakościowe różnicowanie składu mineralnego frakcji ilastych skał, pochodzących z otworu Gołdap IG-1 następuje na przejściu kambr-ordowik. Wśród osadów kambryjskich w obrębie składników ilastych występują illit i kaolinit w różnych proporcjach ilościowych, z reguły jako składniki pochodzenia detrytycznego. W ordowiku i sylurze obok illitu i kaolinitu pojawia się jako jeden z głównych składników frakcji ilastych chloryt, również pochodzenia detry-

tycznego. Wśród zbadanych skał wyraźną ruchliwość wykazują węglany reprezentowane przez kalcyt i dolomit. Oba węglany stanowią w skałach kambru gniazdowo rozmieszczone spoiwo, w ordowiku i sylurze występują one jako główne elementy skałotwórcze.

Analizy próbek z otworu Bartoszyce IG-1 wykazały, że w skałach kambru wśród minerałów ilastych dominują składniki detrytyczne: illity i kaolinit. W zbadanych skałach ordowiku i syluru stwierdzono występowanie illitów oraz chlorytów. Procesy epigenetyczne w wymienionych formacjach skałnych rozwijały się nie wychodząc poza stadium wstępnej diagenety, w czasie której składniki nie zatraciły swoich pierwotnych cech materiału detrytycznego.

Badania skał z otworu Kętrzyn IG-1 wykazały, że ich zespoły minerałów ilastych są bardzo zróżnicowane; wśród osadów niższego kambru dominuje we frakcjach ilastych illit obok minerałów interstratyfikowanych, takich, jak: illit-montmoryllonit i illit-kaolinit, wyższe poziomy kambru zawierają minerały takie, jak: illit i kaolinit. Wśród osadów ordowiku występują obok siebie: illit, kaolinit oraz minerały interstratyfikowane: illit-montmoryllonit, illit-kaolinit. W sylurze do minerałów znanych z ordowiku dołączają się jeszcze w zmiennych ilościach chloryty. Składniki ilaste noszą w zdecydowanej większości cechy materiału detrytycznego. Procesy epigenetyczne prowadzą tu do powstawania minerałów interstratyfikowanych, charakterystycznych dla początkowych stadiów epigenety.

Wyniki badań z otworu Prabuty IG-1 pokazały, że zasadniczą różnicą jakościową w zespołach minerałów ilastych jest obecność kaolinitu w kambrze jako głównego składnika obok illitu i chlorytów oraz jego występowanie jedynie w śladowych ilościach w ordowiku i sylurze, gdzie illit i chloryty stanowią równorzędne ilościowo składniki główne zbadanych próbek skałnych. We wszystkich przeanalizowanych próbkach wydają się one być składnikami detrytycznymi. Stopień przemian epigenetycznych nie osiągnął nasilenia warunkującego istotną przebudowę składu składników ilastych.

Analiza skał z otworu Żarnowiec IG-1 dała wyniki następujące: składniki ilaste eokambru tworzą grubokrystaliczny illit i kaolinit, zawdzięczające swoje powstanie blastezie przebiegającej na miejscu; są one wyraźnie autochtoniczne, pełniąc rolę spoiwa korodującego, grubsze detrytyczne kwarcie i skalenie. Składniki ilaste w stanie reliktowym są rzadko zachowane. W kambrze dominuje illit obok kaolinitu, chloryty stanowią składniki ilościowo podrzędne. W ordowiku i sylurze illit, kaolinit i chloryty występują w poszczególnych próbkach w zmiennych proporcjach, nie wykazując wyraźnych prawidłowości w swoim rozmieszczeniu.

Wyniki analiz skał z otworu Łeba-8 pokazują, że dla eokambru tego profilu bardzo charakterystyczne jest spoiwo sercytowo-illitowo-chlorytowe piaszkowców, podobnie jak w skałach analogicznego poziomu z Żarnowca autochtoniczne. W skałach kambru, ordowiku i syluru obecne są wśród składników frakcji ilastych: illit, kaolinit i chloryty, przy czym zawartość kaolinitu, posuwając się od spągu ku stropowi maleje. Kaolinit, jeden z głównych składników frakcji ilastych kambru, w sylurze całkowicie zanika.

UWAGI KOŃCOWE

Badania nad stopniem krystaliczności illitu potwierdziły poglądy o występowaniu minerałów ilastych, pozostających w różnym stosunku do procesów sedymentacji i lityfikacji głównej masy skałnej. Wykonane prace pozwalają stwierdzić, że minerały typu illitu stanowią główne składniki frakcji ilastych skał starszego paleozoiku syneklizy perybałtyckiej, zaś inne, takie jak kaolinit, chloryty oraz minerały interstratyfikowane, odgrywają ilościowo mniejszą rolę. Stwierdzany wielokrotnie wysoki stopień kry-

staliczności illitu związany jest z jego pochodzeniem; illit jest tu składnikiem detrytycznym zawdzięczającym swój obecny stan strukturalny procesom starszym od sedimentacji osadu, w którym występuje. Jedyne w skałach występujących w dwóch otworach, a mianowicie w warstwach spągowych eokambriu Żarnowca IG-1 i eokambriu Leby-8, wysoki stopień krystaliczności illitu związany jest z procesami petrogenetycznymi przebiegającymi „in situ”. Illity występujące w skałach kambriu, ordowiku i syluru w zdecydowanej większości są pochodzenia detrytycznego; wysoki stopień ich krystaliczności związany jest z ich pochodzeniem ze skał metamorficznych podłoża krystalicznego. Rzadkie illity, o niskim stopniu krystaliczności, zawdzięczają swe powstanie procesom diagenetyki odpowiadającym niskiemu stopniowi uwęglenia substancji węglistych: węgiel brunatny — węgiel kamienny. Niski stopień uwęglenia substancji węglistych i niski stopień krystaliczności autochtonicznych illitów idzie w parze z występowaniem minerałów interstratyfikowanych, których obecność w większych ilościach stwierdzono w skałach dolnego paleozoiku pochodzących z otworu Kętrzyn, jak też w skałach dewonu i ordowiku Jamno-1.

Prowadzone przez autora badania zmierzały do wyznaczenia wskaźnika mineralogiczno-petrograficznego dla charakterystyki warunków metamorfozy i migracji substancji organicznej. Wydaje się, iż przedstawione wyżej wyniki pozwalają na stwierdzenie, że takim wskaźnikiem są rezultaty jakościowej analizy składu mineralnego frakcji ilastych uzupełnione ilościowym wskaźnikiem krystaliczności illitu.

W odniesieniu do syneklizy perybałtyckiej wyniki badania składników ilastych wskazują, że w obrębie osadowych formacji występujących bezpośrednio na wyniesieniu Leby, a w strefie obejmującej obszar wyznaczony miejscem położenia otworu Leba-8 i otworu Żarnowiec-1, znajdował się poziom wzmózonej metamorfizacji składników ilastych i współwystępujących z nimi substancji organicznych powodujących ich migrację do warstw nadległych. Określenie wieku procesów metamorfizacji i migracji wymaga przeprowadzenia badań na szerszym niż dotychczas obszarze.

Na podstawie badań i danych dotychczasowych można określić kierunki południkowe jako bardziej uprzywilejowane od równoleżnikowych (równoległych do osi syneklizy perybałtyckiej); o tym, czy migracja następowała ku północy, czy ku południowi, można będzie mówić dopiero po rozszerzeniu badań na obszary przyległe. Zmiany zaznaczające się w składzie frakcji ilastych wskazują na to, że wśród formacji kambryjskich, ordowickich i sylurskich pierwotne substancje organiczne podlegały działaniu procesów prowadzących do mobilizacji najbardziej lotnych składników i ich odprowadzania ze środowiska ich sedimentacyjnej akumulacji. Zmiany składu osadowych formacji eokambryjskich wskazują na rozwój procesów stojących na pograniczu trwałości pierwotnych substancji organicznych, na ich wysoki stopień uwęglenia odpowiadający stadiom węgla kamiennych. Jakościowe cechy składników mineralnych oraz stopień ich krystaliczności wskazują zaś na warunki odpowiadające początkowym zmianom metamorficznym w strefach podwyższonej temperatury i podwyższonego ciśnienia. Szacunkowo można ocenić temperatury wymienionych procesów na 200–300°C, zaś ciśnienie na około 1–2 kilobarów.

Wykonane badania pozwoliły zarówno na zdefiniowanie wskaźnika krystaliczności illitów, jak i na sprawdzenie jego użyteczności do badania przemian minerałów ilastych pod wpływem procesów epigenetycznych. Kontynuowanie i rozszerzenie badań na obszar całej syneklizy perybałtyckiej, a także objęcie nimi rejonów przyległych pozwoli na określenie warunków metamorfizacji i migracji produktów przemian substancji organicznych. Dotychczasowe wyniki pozwoliły na wyróżnienie w obrębie syneklizy

zy perybałtyckiej potencjalnego centrum wzmózonej mobilności składników lotnych w rejonie wierceń Leba-8 — Żarnowiec oraz niskiego stopnia ich uruchomienia na pozostałym zbadanym obszarze. Rozszerzenie badań dotychczas prowadzonych na obszar przyległy doprowadzi do określenia kierunków migracji lotnych składników oraz do wyznaczenia miejsc, w których występują substancje organiczne w stanie mało zmienionym, co umożliwi wytypowanie obszarów potencjalnej akumulacji bituminów.

LITERATURA

1. Caillière S. — *Minéralogie des argiles* — Masson et Cie, Éditeurs Paris, 1963.
2. Gillet J. E. — *Clay in Engineering Geology*. Elsevier Publishing Company, 1968.
3. Kübler B. — *Evaluation quantitative du métamorphisme par la orientallinité de l'illite*. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 385–397, 1968.
4. Łydka K. — *Wskaźniki mineralogiczno-petrograficzne przeobrażenia skał ilastych w warunkach dia- i metagenetyki (maszynopis)*. 1971.
5. *Materiały Archiwum Dokumentacyjnego Instytutu Geologicznego*. Warszawa.
6. Müller G. — *Methods in Sedimentary Petrology* — E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 1967.
7. Weaver Ch. E. — *Possible uses of clay minerals in search for oil*. Clay and Clay Minerals, 8-th Nat. Conf. 1960.

SUMMARY

Clay minerals occurring in sedimentary rocks are the most finely grained components and the most susceptible to physical and physico-chemical conditions changing along with the geological time. Analysis of variation of clay minerals may facilitate attempts to reconstruct conditions under which alteration of sedimentary series of our interest took place in previous geological epochs. Alterations of clay mineral assemblages resulting from epigenetic processes are of remarkable interest as they are accompanied by changes in cooccurring organic matter. Characteristics of a given sedimentary series often cannot be based on products of alteration of organic matter, as the products may be missing in results of migration processes. In such case clay minerals occurring in sedimentary series may be used as indices for reconstructing ancient geological processes.

Studies on regularities in distribution of clay minerals were carried out in order to distinguish and delineate zones liable to have an accelerated mobility of bitumens, and first of all to undergo a higher degree of metamorphism of organic matter occurring in Early Paleozoic strata of the Peribaltic syneclize. Analyses of composition of clay minerals stressed the importance of the degree of crystallinity of illite. The present author used crystallinity index suggested by Weaver (1960) and Kübler (1964). However, the results obtained inclined the author to introduce certain modification of that index:

The index of illite crystallinity used by the present author is obtained from the following formula:

$$\frac{\text{maximum height of basic reflex } 001}{\text{width of basic reflex } 001 \text{ measured at its mid-height}}$$

The two variables were obtained for all the samples studied under exposition and recording conditions constant.

РЕЗЮМЕ

Глинистые минералы осадочных пород наиболее мелкозернисты и наиболее податливы на воздействие меняющихся в геологическое время физических и физико-химических условий. Путем анализа характера глинистых минералов можно реконструировать условия, господствовавшие во время образования и преобразования данных свит в геологическом прошлом. Преобразования, которым подвергаются группы глинистых минералов под влиянием эпигенетических процессов, заслуживают внимания и потому, что одновременно с ними происходит изменение сопровождающего их органического вещества. Продукты преобразования органического вещества вследствие процессов миграции не всегда доступны для характеристики определенных свит пород, в то время как глинистые минералы могут являться показателем геологических процессов, происходивших в предыдущих эпохах.

С целью выявления и определения зон благоприятствующих повышенной мобильности битумов, в первую очередь определения степени метаморфизма органического вещества в нижнепалеозойских породах Прибалтийской синеклизы, исследовались закономерности распределения глинистых минералов. В изучении глинистых компонентов автор обращал внимание на степень кристаллизации иллита. В анализах применялись показатели кристаллизации иллита, предложенные Вивером (1960) и Кюблером (1964), которые были модифицированы автором. В качестве показателя кристаллизации иллитов принималось следующее выражение:

максимальная высота основного рефлекса 001
ширина основного рефлекса 001, измеряемая
в половине его высоты

Обе переменные величины определялись во всех исследованных образцах в одинаковых условиях экспозиции и регистрации.