

SKALENIE JAKO WSKAŹNIKI FIZYCZNYCH WARUNKÓW METAMORFIZMU

UKD 549.661.02.01:536.7:552.16:552.42(438.26—14:234.57—11)

Fizyczne warunki metamorfizmu kompleksów skalnych stanowią jeden z ważniejszych problemów geologicznych. Możliwość wykorzystania skaleni* jako wskaźników tych warunków ma szczególne znaczenie z tego względu, że należą one do najbardziej rozpowszechnionych minerałów, rozwijających się prawie w całym zakresie fizycznych warunków metamorfizmu. Skaleniowy termometr geologiczny znany jest od 1951 r. i w pracy niniejszej będzie omówiony tylko w aspekcie prawidłowości zmian składu skaleni w zależności od temperatury. W moim przekonaniu zarysowuje się również możliwość wykorzystania skaleni jako wskaźników ciśnień oraz wykorzystania tych minerałów do badań zmienności warunków fizycznych w rozwoju kompleksów metamorficznych.

Do interpretacji fizycznych warunków rozwoju skaleni wykorzystuje się przede wszystkim ich skład w oparciu o następujące zasady: w stanie fizyczno-chemicznej równowagi w skale aktywność chemiczna danego pierwiastka w różnych fazach skały musi być identyczna. W danym mineralu aktywność chemiczna pierwiastka zależy od jego koncentracji, temperatury, ciśnienia oraz od specyficznych cech składu i struktury danego minerału. Zmiana warunków fizycznych spowoduje zmianę aktywności chemicznej pierwiastka, przy czym w różnych minerałach zmieni się ona nie jednakowo, a więc w różnych minerałach będzie różna, co oznacza naruszenie stanu równowagi. W nowych warunkach fizycznych zespół mineralny będzie dążył do osiągnięcia nowego stanu równowagi, w którym aktywność chemiczna rozpatrywanego pierwiastka będzie znowu identyczna w różnych minerałach. Może to być osiągnięte poprzez zmianę koncentracji danego pierwiastka w poszczególnych minerałach, a więc poprzez zmianę rozdziału tego pierwiastka pomiędzy istniejące minerały. Jeżeli natomiast w którymś z minerałów pierwiastek ten nie może osiągnąć odpowiedniej aktywności chemicznej, to minerał taki przestaje być trwały i musi być zastąpiony innym. Rozdział pierwiastków pomiędzy minerały może więc być wykorzystany do odczytania fizycznych warunków, w których dany zespół mineralny po raz ostatni osiągnął stan równowagi. Minerale powstałe w różnych stadiach rozwoju kompleksu metamorficznego mogą w korzystnych przypadkach zachować cechy właściwe tym stadiom umożliwiając przesledzenie zmienności warunków fizycznych w metamorficznym rozwoju kompleksu skalnego.

SKALENIE JAKO TERMOMETRY GEOLOGICZNE

Na możliwość wykorzystania rozdziału danego pierwiastka pomiędzy współwystępujące minerały dla pomiaru temperatur pierwszy zwrócił uwagę Korzyński w 1936 r., a pierwszy termometr oparty na powyższych zasadach wprowadził Tom W. F. Barth w 1951 r. Był to termometr dwuskaleniowy oparty na rozdziale sodu pomiędzy skałen potasowy i plagioklaz o składzie $An_0 - An_6$. Rozdział sodu między te skalenie zależy głównie od temperatury, a wpływ ciśnienia jest znikomy. Z wyliczeń Perczuka (2) wynika, że wzrost ciśnienia o 10 kbar wpływa nie tak, jak spadek temperatury o około 100°C. Termometrowi temu poświęcony jest szereg prac eks-

perymentalnych i teoretycznych. T. W. F. Barth (1956) początkowo zakładał, że stosunek

$$k_T = \frac{\text{mol \% Ab w Or}}{\text{mol \% Ab w Pl}}$$

jest stały dla danej temperatury i prawie linowo rośnie wraz z jej wzrostem. Rozdział sodu między wymienione skalenie eksperymentalnie najlepiej zbadał J. T. Jiyama (1963, 1966), a wyniki jego badań przedstawione są na wykresie zmodyfikowanym przez Perczuka i Rabczykówną — 2; ryc. 1. Z przebiegu izoterm na tym wykresie widzimy, że wymieniony stosunek nie jest stały dla danej temperatury. Skład plagioklazu może się zmieniać niezależnie od składu skaleni potasowego, w całym zakresie składu w temperaturach niskich, a w temperaturach wyższych w ograniczonym zakresie, malejącym ze wzrostem temperatury, a obejmującym albit oraz plagioklasy o coraz bardziej ograniczonej zawartości anortytu.

Do pomiaru temperatur można też wykorzystać stopień uporządkowania struktur skaleni, który wzrasta wraz z obniżeniem temperatury. Na tej zasadzie opiera się termometr plagioklazowy wprowadzony przez O. H. J. Chrystie w 1962 r., który często daje jednak temperatury silnie zaniżone.

Oprócz skaleni znamy obecnie ponad 20 różnych termometrów geologicznych opartych na zasadzie rozdziału pierwiastków między współwystępujące minerały.

SKALENIE JAKO BAROMETRY GEOLOGICZNE

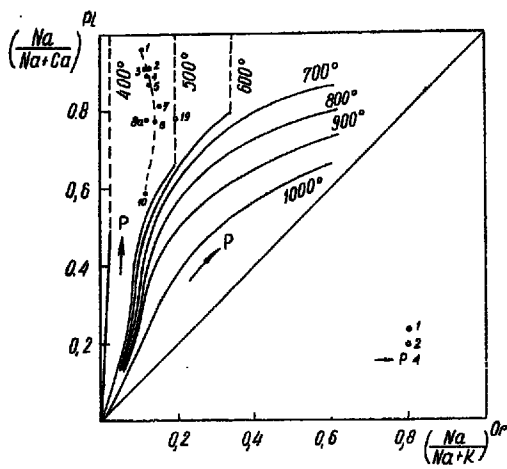
Znacznie gorzej jest z barometrami geologicznymi. Problem ciśnień jest bardziej skomplikowany niż problem temperatur, gdyż istnieją różne rodzaje ciśnień. Wiemy, że różne rodzaje ciśnień mogą mieć różny wpływ na zespoły mineralne. Np. przypuszcza się że anortyt jest minerałem antistressowym, a badania eksperymentalne wydają się wskazywać, że przy tym samym ciśnieniu całkowitym zmiana ciśnienia parcjalego H_2O może przesunąć pole trwałości anortytu (ryc. 2, linie 3 i 4). W skałach bogatych w węglany na trwałość anortytu istotny wpływ ma parcjale ciśnienie CO_2 (B. Storre, K. H. Nitsch, 1972). Ciśnienie zmierzone za pomocą barometrów geologicznych możemy traktować tylko jako orientacyjne ciśnienie całkowite.

Istnieją również trudności ze znalezieniem barometrów geologicznych, gdyż ciśnienia w porównaniu z temperaturą na ogół mają mniejszy wpływ zarówno na przemiany fazowe mineralów, jak i rozdział pierwiastków między minerały. Dotychczas praktycznie istnieje tylko 5 barometrów geologicznych, które przy znanej temperaturze pozwalają wnioskować o ciśnieniach (3):

1. Barometr oparty na przemianach fazowych andaluzyt — sillimanit — dysten.
2. Barometr oparty na przemianie fazowej kalcyt — aragonit w warunkach ciśnień ponad 8 kbar.
3. Barometry piroksenowo — granatowe wprowadzone przez Perczuka (2) oparte na rozdziale: a) Mg i Ca między granat i piroksen jednoskośny, b) Mg — między granat i piroksen rombowy.
4. Barometr plagioklazowo-granatowy oparty na rozdziale Ca między wymienione minerały (R. Kretz, 1964) nie ma jeszcze liczbowej skali i może mieć zastosowanie do badań względnego zróżnicowania ciśnień.

Wydaje się, że istnieją również możliwości wykorzystania skaleni jako barometru geologicznego, na razie do badań względnego zróżnicowania ciśnień.

* W niniejszej pracy będą używane następujące symbole na oznaczenie skaleni: Or — skałen potasowy, Pl — plagioklaz, Pl^f — plagioklaz o zawartości anortytu ograniczonej warunkami fizycznymi (ciśnieniem i temperaturą), Ab — albit, An — anortyt.

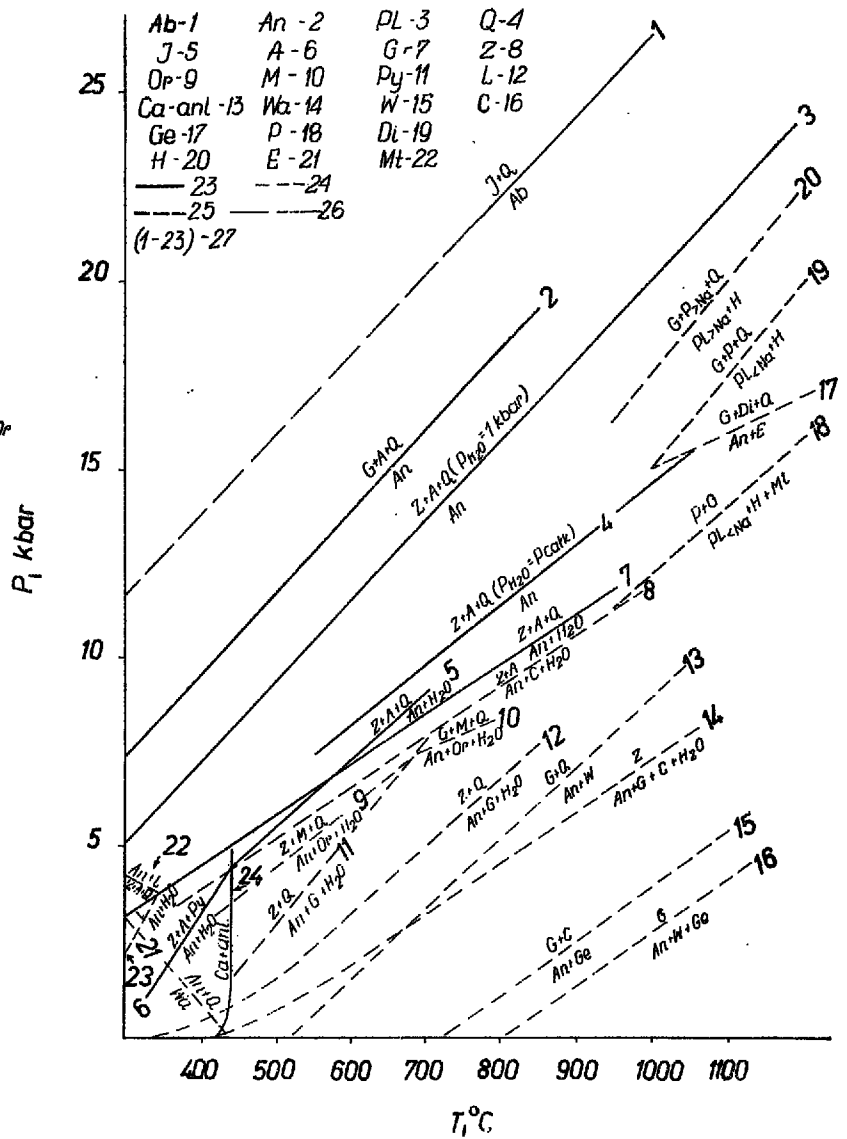


Ryc. 1. Rozdział sodu w asocjacji Or-Pl w zależności od temperatury (wykres J. T. Jiyamy zmodyfikowany przez L. L. Perczuka i J. D. Rabczikowa).

1 — asocjacja Or-Pl^f z kompleksu gnejsowego Gór Białskich, 2 — asocjacja Or-Pl^f kompleksu granulitowego Gór Żółtych, 3 — kierunki przesuwania się położenia asocjacji Or-Pl^f wzdłuż danej izotermy w miarę wzrostu ciśnienia.

Fig. 1. Distribution of Na in Or-Pl association in dependence on temperature (diagram of J. T. Jiyama with some modifications by L. L. Perczuk and J. D. Rabczikow).

1 — Or-Pl^f association from gneiss complex from Białskie Mts, 2 — Or-Pl^f association from granulite complex from Żłote Mts, 3 — directions of translocations of Or-Pl^f association along a given isotherm along with an increase of pressure.

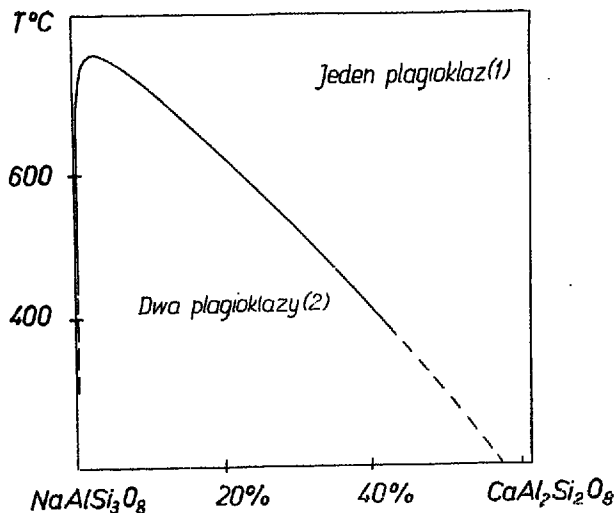


Ryc. 2. Trwałość albitu i anortytu w zależności od ciśnienia i temperatury według danych eksperymentalnych.

Fig. 2. Durability of albite and anorthite in dependence on pressure and temperature (diagram based on experimental data).

1 — albit, 2 — anortyt, 3 — plagioklaz, 4 — kwarc, 5 — jadedt, 6 — Al_2SiO_5 , 7 — granat, 8 — zoizyt, 9 — ortoklaz, 10 — muskowit, 11 — pirofyllit, 12 — lawsonit, 13 — Ca-analcym, 14 — wajrakit, 15 — wollastonit, 16 — korund, 17 — galenit, 18 — piroksyn, 19 — diopsyd, 20 — hipersten, 21 — enstatyt, 22 — magnetyt, 23 — granica pół trwałości samego anortytu, 24 — granica pół trwałości anortytu w różnych asocjacjach, 25 — granice pół trwałości plagioklazów o pośrednim składzie występujących w asocjacji z hiperstenem, 26 — granica pola trwałości albitu; 27 — nr linii i jej autor: nr 1 — F. Birsch, P. Le Comte, 1960; nr 2, 7, 8, 12, 13, 15, 16, 22 — R. C. Newton, 1966; nr 3 — A. A. Marakuszew, 1968; nr 4 — R. C. Newton, C. C. Kennedy, 1963; nr 5, 6 — K. H. Nitsch, 1971; nr 9, 10 — D. Ackermann, F. Karl, 1971; nr 14 — R. C. Newton, 1965; nr 17 — I. Kushiro, H. S. Yoder, 1966; nr 18–21 — D. H. Green, A. E. Ringwood, 1966; nr 23 — W. A. Crawford, W. S. Fyfe, 1966; nr 24 — W. S. Fyfe, F. J. Turner, J. Verhoogen, 1959.

1 — albite, 2 — anorthite, 3 — plagioclase, 4 — quartz, 5 — jadeite, 6 — Al_2SiO_5 , 7 — garnet, 8 — zoisite, 9 — orthoclase, 10 — muscovite, 11 — pyrophyllite, 12 — lawsonite, 13 — Ca-analcite, 14 — wajrakit, 15 — wollastonite, 16 — corundum, 17 — galenite, 18 — pyroxene, 19 — diopside, 20 — hypersthene, 21 — enstatite, 22 — magnetite, 23 — boundaries of durability fields of anorthite, 24 — boundaries of durability fields of anorthite occurring in various associations, 25 — boundaries of durability fields of plagioclases of intermediate composition, which occur in association with hypersthene, 26 — boundaries of durability field of albite, 27 — number and author of a given line: no. 1 — F. Birsch, P. Le Comte, 1960; no. 2, 7, 8, 12, 13, 15, 16, 22 — R. C. Newton, 1966; no. 3 — A. A. Marakuszew, 1968; no. 4 — R. C. Newton, C. C. Kennedy, 1963, no. 5, 6 — K. H. Nitsch, 1971; no. 9, 10 — D. Ackermann, F. Karl, 1971; no. 14 — R. C. Newton, 1965; no. 17 — I. Kushiro, H. S. Yoder, 1966; no. 18–21 — D. H. Green, A. E. Ringwood, 1966; no. 23 — W. A. Crawford, W. S. Fyfe, 1965; no. 24 — W. S. Fyfe, F. J. Turner, J. Verhoogen, 1959.



Ryc. 3. Luka mieszalności plagioklazów według danych eksperymentalnych (J. T. Jiyama, J. Wyart, G. Sabatier, 1963).

Fig. 3. Gap in mixability of plagioclases according to experimental data (after J. T. Jiyama, J. Wyart, and G. Sabatier, 1963).

Badania eksperymentalne licznych autorów, których wyniki zilustrowano na ryc. 2, dostarczyły danych o trwałości w polu ciśnienie-temperatura albitu i anortytu, zarówno samego jak i występującego w różnych asocjacjach, natomiast tylko w znikomym stopniu — danych o trwałości plagioklazów o pośrednim składzie. Nachylenie wszystkich linii ograniczających, na omówionym wykresie pola trwałości wymienionych plagioklazów, wskazuje na wybitną zależność granic ich trwałości od ciśnienia. W danej temperaturze przy najwyższym ciśnieniu trwały jest albit, przy niższym, również anortyt. Trwałość anortytu w różnych asocjacjach jest różna (na wykresie linie przerywane) jeżeli nie występuje on w nadmiarze w stosunku do pozostałych składników. Jeżeli natomiast anortyt występuje w nadmiarze, to tylko część jego przereaguje, a pozostała część będzie nadal trwała w polu samego anortytu, którego granicę trwałości według różnych autorów zaznaczono na wykresie grubymi liniami.

Linie graniczne pół trwałości plagioklazów o pośrednim składzie będą zajmowały położenie między liniami albitu i anortytu, przy czym im bogatszy w sód jest plagioklaz tym linia jego trwałości będzie bardziej przesunięta w kierunku albitu, co na omawianym wykresie ilustrują linie 19 i 20. Oznacza to, że w danej temperaturze im wyższe jest ciśnienie tym bardziej ograniczona jest zawartość anortytu w plagioklazie. Zależność ta może stanowić podstawę barometru skaleniowego w skałach metamorficznych.

Zmienność składu niskotemperaturowych plagioklazów w zależności od warunków fizycznych może być dość skomplikowana, gdyż może w nich wystąpić luka mieszalności. Z położenia krzywej odmieszania, ustalonej eksperymentalnie (ryc. 3) wynika, że w obrębie luki mieszalności z prawie czystym albitem (An_{0-1}) będzie współwystępował plagioklaz o pośrednim składzie, który w miarę wzrostu temperatury może być coraz to bogatszy w sód. Z drugiej strony wiemy, że w miarę wzrostu temperatury mogą powstawać plagioklasy coraz bardziej zasadowe, a więc można by przypuszczać, że zakres zmienności składu zasadowej fazy niemieszalnych plagioklazów będzie wzrastał wraz z temperaturą.

W skałach metamorficznych zawartość anortytu w plagioklazie może być ograniczona bądź to czynnikami chemicznymi (np. ubóstwem Ca w skale), bądź też czynnikami fizycznymi (plagioklasy Pl^f).

Tylko plagioklasy Pl^f w przypadku, gdy jest znana temperatura ich rozwoju, mogą być wykorzystane jako barometr plagioklazowy w oparciu o następującą zależność: w danej temperaturze zawartość anortytu w Pl^f jest tym mniejsza im większa jest rola ciśnienia.

Rozpoznanie plagioklazów Pl^f nie zawsze jest łatwe. Kryterium może stanowić to, że przy danym globalnym składzie skały w innych warunkach fizycznych mogły one zwiększyć zawartość anortytu. Za plagioklasy Pl^f można by więc uznać:

1. Plagioklasy rozwijające się w asocjacji z kalcytem lub dolomitem.

2. Plagioklasy współwystępujące z asocjacją mineralną, która swoim składem odpowiada anortytowi (np. granat + Al_2SiO_5 + kwarc lub zojzyt + Al_2SiO_5 + kwarc).

3. Plagioklasy ziarn pasowych, tworzące jądra uboższe w anortyt, otoczone bardziej zasadową obwódką.

4. Prawdopodobnie plagioklasy określonej serii metamorficznej, występujące w asocjacji ze skałeniem potasowym, które na wykresie termometru dwuskaleniowego (ryc. 1) leżą w strefie charakteryzującej się brakiem temperaturowego sprzężenia składu obu skaleni, a które wykazują ściśle określoną zmienność zawartości anortytu wraz ze zmianą temperatury. Z takiego charakteru zmienności wynika bowiem, że skład tych plagioklazów jest sprzężony zarówno z temperaturą jak i ciśnieniem.

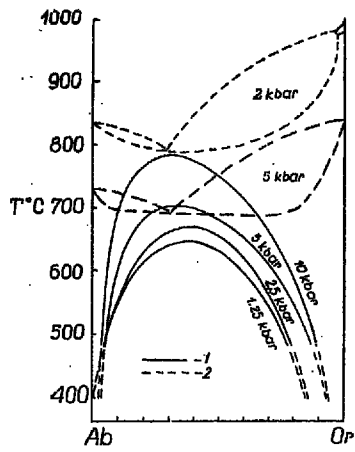
5. Prawdopodobnie plagioklasy występujące z innymi minerałami bogatymi w Ca (np. z epidotem, jednoskośnymi piroksenami).

Dla plagioklazu Pl^f , występującego w asocjacji z hornblendą, jako barometr można prawdopodobnie wykorzystać wykres rozdziału Ca między wymienione minerały w zależności od temperatury (termometr amfibolowo-plagioklazowy Perczuka; 2). Asocjacji amfibol- Pl^f , leżącej na danej izotermie, powinno odpowiadać tym większe ciśnienie im mniejsza będzie zawartość anortytu w Pl^f .

Przejdziemy teraz do zmienności składu asocjacji Or + Pl^f w zależności od ciśnienia. Rozważmy skład tej asocjacji rozwijającej się w tej samej temperaturze, lecz pod różnym ciśnieniem. Bogatszy w sód będzie ten plagioklaz, który powstał pod wyższym ciśnieniem, a z wykresu ryc. 1 wynika, że skład skałeni potasowego może się zmieniać w dwojaki sposób, w zależności od tego, czy istnieje ściśle temperaturowe sprzężenie składu obu skaleni, czy też sprzężenia takiego brak. W polu ścisłego sprzężenia temperaturowego składu obu skaleni, z charakteru zmienności współczynnika rozdziału sodu w danej temperaturze wynika, że bogatszy w sód będzie ten skałen potasowy, który rozwinął się z plagioklazem bogatszym w sód, a więc w warunkach wyższego ciśnienia. Duże zróżnicowanie ciśnień może doprowadzić do znacznego zróżnicowania zawartości sodu w skałeniach potasowych, a w konsekwencji do zróżnicowania zawartości wrostków pertytowych w pertytach odmieszania. Przy braku natomiast temperaturowego sprzężenia składu obu skaleni wraz ze wzrostem ciśnienia ze skałeniem potasowym o stałym składzie będzie współwystępował plagioklaz Pl^f coraz to uboższy w anortyt. Zmienność składu omawianej asocjacji w zależności od ciśnienia można więc ująć w sposób następujący.

Na wykresie zależności między temperaturą a rozdziałem sodu w asocjacji Or — Pl (ryc. 1) im wyżej na danej izotermie leży asocjacja Or — Pl^f tym wyższe ciśnienie odpowiada tej asocjacji. Byłby to barometr dwuskaleniowy.

Maksymalnie możliwa zawartość sodu w sieci skałeni potasowego zależy od temperatury i ciśnienia, przy czym im wyższe przy danej temperaturze jest ciśnienie tym bardziej ograniczona jest zawartość sodu. Ilustrują to izobaryczne krzywe odmieszania na ryc. 4.



Ryc. 4. Wpływ ciśnienia na temperaturę krystalizacji i skład skaleni alkalicznych.

1 — krzywe odmieszania (skład skaleni w % mol) według H. A. Secka, 1972; 2 — krzywe krystalizacji (skład skaleni w % wag.) pod ciśnieniem 2 kbar. według N. L. Bowena i O. F. Tuttle'a (1950) oraz 5 kbar według H. S. Yodera, D. B. Stewarta, J. R. Smitha (1957).

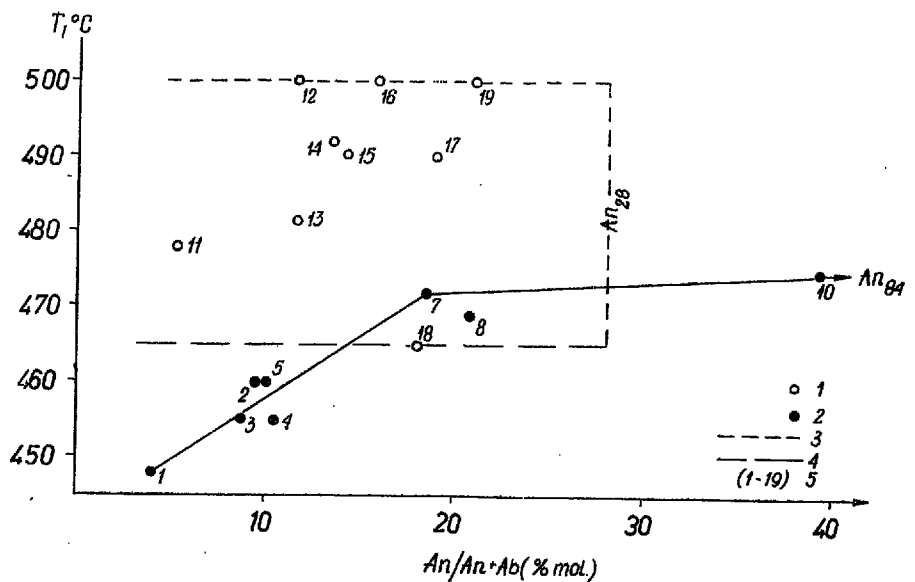
Fig. 4. Effect of pressure on temperature of crystallization and composition of alkaline feldspars.

1 — liquation curves (feldspars composition in mole per cent) after H. A. Seck, 1972, 2 — crystallization curves (feldspars composition in weight per cent) under the pressure of 2 kbar. (after N. L. Bowen and O. F. Tuttle, 1950) and under the pressure of 5 kbar. (after T. S. Yoder, D. B. Stewart, and J. R. Smith, 1957).

Wydaje się, że skalenie potasowe rozwijające się w warunkach wysokich ciśnień już w trakcie krystalizacji mogą wzbogacić się w sód na innej jeszcze drodze, a mianowicie poprzez rozwój blastycznych wzrostków pertytowych, a plagioklasy mogą ulec wzbogaceniu w potas wskutek rozwoju blastycznych wzrostków antypertytowych. Wzrost ciśnienia powoduje bowiem oprócz zwiększenia luki mieszalności, obniżenie temperatury krystalizacji skaleni, co na omawianym wykresie ilustrują schematyczne wykresy krystalizacji w układzie Ab-Or (w % wag.) pod ciśnieniem 2 kbar (wg N. L. Bowena, i O. F. Tuttle'a, 1950) oraz 5 kbar (wg H. S. Yodera, D. B. Stewarta i J. R. Smitha, 1957). W warunkach wysokich ciśnień, przy bardzo ograniczonej mieszalności omawianych skaleni może dojść do intensywnego blastycznego ich rozwoju i splatania się w przerywane pertytowe i antypertytowe o zmiennym udziale obu faz.

Omówione zależności między składem skaleni a temperaturą i ciśnieniem w połączeniu ze szczegółowymi badaniami petrograficznymi mogą być wykorzystane do badań zmienności warunków fizycznych w metamorficznym rozwoju serii skalnej. Zostanie to zilustrowane na przykładzie serii metamorficznej złożonej z kompleksu gnejsowego Gór Białskich wykształconego w facji amfibolitowej i kompleksu granulitowego Gór Żłoty, wchodzącej w skład metamorfiku Łądką i Śnieżnika Kłodzkiego w Sudetach. Oba kompleksom przypisuje się wiek algoncki, rozwinęły się one z analogicznego osadowego materiału wyjściowego, a obecnie skały obu kompleksów mają podobny skład chemiczny. Skalenie obu kompleksów wybitnie różnią się swoim składem i wykształceniem (1).

Temperatury rozwoju w omawianych kompleksach skalnych asocjacji jednorodnego skalenia potasowego lub mikropertytu odmieszania z plagioklazem



Ryc. 5. Temperatury rozwoju skaleni w kompleksie gnejsowym Gór Białskich i granulitowym Gór Żłoty.

1 — skalenie granulitów, 2 — skalenie gnejsów, 3 — pole zmienności skaleni granulitów, 4 — linia zmienności skaleni gnejsów, 5 — numery skaleni.

Fig. 5. Temperatures of development of feldspars from gneiss complex of Bialskie Mts and from granulites of Złote Mts.

1 — granulite feldspars, 2 — gneiss feldspars, 3 — field of variation of granulite feldspars, 4 — line of variation of gneiss feldspars, 5 — numbers of feldspars.

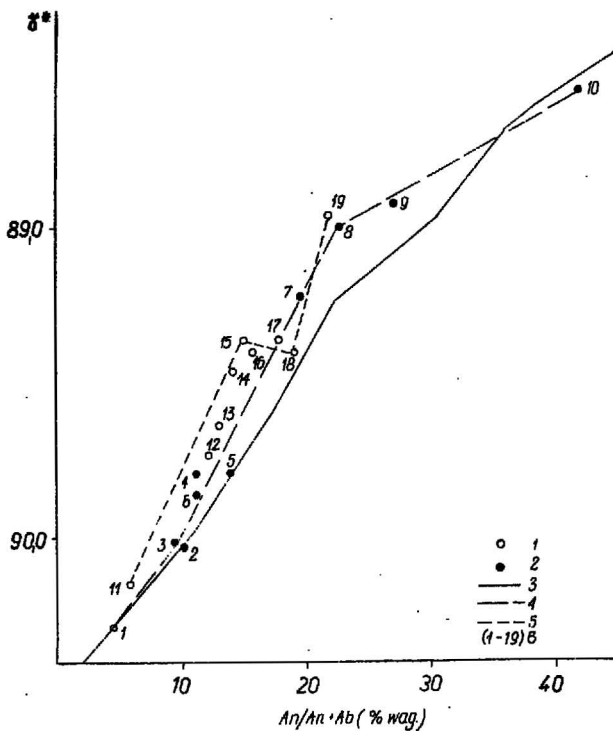
o różnej zawartości anortytu, ustalone metodą termometru dwuskalenowego przedstawione są na ryc. 5. Wszystkie te asocjacje na wykresie termometru dwuskalenowego (ryc. 1) leżą w strefie charakteryzującej się brakiem temperaturowego sprzężenia składu obu skaleni.

W kompleksie granulitowym nie zaznacza się zależności między składem plagioklazu a temperaturą i plagioklasy o różnej zawartości anortytu rozwijały się w identycznym zakresie temperatur.

W kompleksie gnejsowym zaznacza się liniowa zależność między składem plagioklazu a temperaturą, co nasuwa przypuszczenie, że plagioklasy te należą do Pf. Plagioklasy zawierające poniżej 18% An rozwijały się w temperaturach niższych, a plagioklasy bardziej zasadowe — w temperaturach wyższych, mieszczących się w dolnym zakresie temperatur panujących w kompleksie granulitowym.

Przedstawiona zmienność temperatur znajduje potwierdzenie również w zmienności uporządkowania struktur skaleni, co zaznacza się w zmienności kąta γ^* w plagioklazach (ryc. 6) i stopnia trójskłonności w skaleniach potasowych (ryc. 7). Widzimy, że plagioklasy gnejsów zawierające poniżej 18% An i współwystępujące z nimi skalenie potasowe, cechuje większy stopień uporządkowania struktury niż plagioklasy granulitów, natomiast bardziej zasadowe plagioklasy gnejsów i współwystępujące z nimi skalenie potasowe mają stopień uporządkowania struktury identyczny z plagioklazami granulitów.

Z faktu, że temperatury rozwoju kompleksu granulitowego były zbliżone do temperatur panujących w późnym okresie rozwoju kompleksu gnejsowego, można wyciągnąć wniosek, że ciśnienie było prawdopodobnie głównym czynnikiem, któremu te kompleksy zawdzięczają swoje zróżnicowanie facjalne. Ciśnienie to było wyższe w kompleksie granulitowym, co w skaleniach zaznaczyło się ubóstwem anor-



Ryc. 6. Zmienność kąta γ^* plagioklazów, będącego miarą uporządkowania ich struktury w gnejsach Gór Białskich i granulitach Gór Złotych.

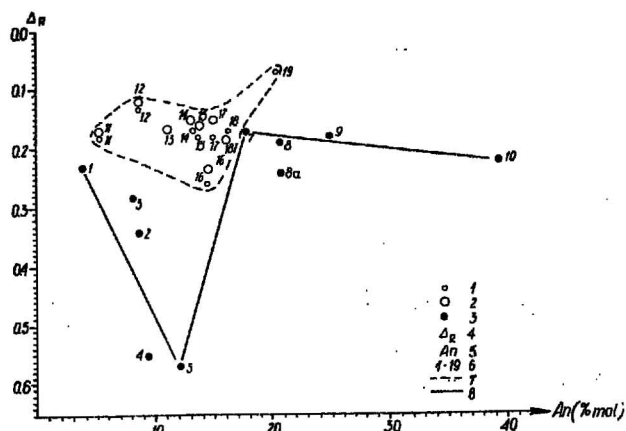
1 — plagioklasy granulitów, 2 — plagioklasy gnejsów, 3 — krzywa niskotemperaturowa odpowiadająca strukturom całkowicie uporządkowanym (J. V. Smith, 1956), 4 — linia zmienności plagioklazów z gnejsów Gór Białskich, 5 — linia zmienności plagioklazów z granulitów Gór Złotych, 6 — numery skaleni.

Fig. 6. Variation of γ^* angle in plagioclases, which is the measure of order-disorder state of structure of plagioclases from Bialskie Mts gneisses and Złote Mts granulites.

1 — granulite plagioclases, 2 — gneiss plagioclases, 3 — low-temperature curve corresponding to completely ordered structures (after J. V. Smith, 1956), 4 — line of variation of plagioclases from Bialskie Mts gneisses, 5 — line of variation of plagioclases from Złote Mts granulites, 6 — numbers of feldspars.

tytu w plagioklazach Pl^f (An_{24}) i bogactwem wrostków pertytowych w mikropertytach. W kompleksie granulitowym występuje dysten, co na podstawie wykresu fazowego Al_2SiO_5 (J. L. Helm, O. J. Kleppa, 1966) pozwala sądzić, że ciśnienie to przekroczyło wartość 6,35 kbar. Barometr piroksenowo-granatowy wykazał tu natomiast ciśnienie 5,9 kbar (2).

W kompleksie gnejsowym, w którym pojawia się syllimanit, ciśnienie było niższe niż w kompleksie granulitowym, co zaznaczyło się w skaleniach większą zawartością anortytu w najbardziej zasadowym plagioklazu Pl^f (An_{44} w gnejsach i An_{84} w erlanach) i brakiem lub znikomym udziałem wrostków pertytowych w skaleniach potasowych. W rozwoju kompleksu gnejsowego możemy wyróżnić dwa etapy (ryc. 4). W etapie wcześniejszym, obejmującym blastę plagioklazów zawierających poniżej 18% An, zawartość anortytu w plagioklazach wzrastała wraz ze wzrostem temperatury, z czego można wnioskować, że dominującym czynnikiem metamorfozy była wzrastająca temperatura. W późnym stadium etapu osiągnęła ona dolny zakres temperatur panujących w



Ryc. 7. Zmienność trójskośności w skaleniach potasowych współwystępujących z plagioklazami o różnym składzie w gnejsach Gór Białskich i granulitach Gór Złotych.

1 — mikropertyty z tła granulitów, 2 — mikropertyty porfiroblastyczne granulitów, 3 — skalenie potasowe gnejsów, 4 — stopień trójskośności skaleni potasowych, 5 — zawartość anortytu w plagioklazach współwystępujących ze skaleni potasowymi, 6 — numery skaleni, 7 — pole zmienności skaleni kompleksu granulitowego Gór Złotych, 8 — linia zmienności skaleni kompleksu gnejsowego Gór Białskich.

Fig. 7. Variation in triclinity of K-feldspars cooccurring with plagioclases of different composition in Bialskie Mts gneisses and Złote Mts granulites.

1 — micropertthites from granulite matrix, 2 — porphyroblastic micropertthites of granulites, 3 — K-feldspars of gneisses, 4 — degree of triclinity of K-feldspars, 5 — anorthite content of plagioclases cooccurring with K-feldspars, 6 — numbers of feldspars, 7 — field of variation of feldspars from granulite complex of Złote Mts, 8 — line of variation of feldspars from granulite complex of Bialskie Mts.

kompleksie granulitowym. Etap ten cechowało ciśnienie kierunkowe, o czym świadczy zorientowane ułożenie skaleni.

W drugim etapie temperatura była prawie stała, odpowiadająca dolnemu zakresowi temperatur panujących w kompleksie granulitowym. Znikło tu ciśnienie kierunkowe, a wzrost zawartości anortytu w plagioklazach Pl^f w stałej temperaturze można uznać za wynik obniżającego się ciśnienia.

LITERATURA

1. Ansilewski J. — Skalenie serii metamorficznej Gór Białskich i Złotych w Sudetach. Geol. sudet. v. 7, 1973.
2. Perczuk L. L. Rownowiesija porodoobrazujuszczich minierałow. Izd. Nauka, 1970.

SUMMARY

Variation of feldspar composition depending on temperature and pressure was analysed on the basis of experimental data (Figs. 1—4) and results of studies on natural feldspars. The analysis showed that feldspars may be utilized as both geothermometers and pressure indicators. Feldspar barometer works on the principle that anorthite content in plagioclase at a given temperature depends on pressure, provided it is not limited by impoverishment of the environment of its formation in Ca. Such plagioclases were marked with symbol Pl^f in the present paper. The principle of plagioclase barometer may be ex-

pressed as follows: the higher is the pressure, the lower is the anortite content in Pl^f at a given temperature.

Two-feldspar barometer makes use of interdependence between temperature and distribution of Na in Or-Pl association — the higher is Or- Pl^f association situated on a given isotherm from a graph of Na distribution in Or- Pl^f association vs. temperature (Fig. 1), the higher is the pressure corresponding to it. Feldspar thermometers and barometers can make possible reconstruction of time variation of physical conditions under which a given metamorphic series developed. This is illustrated on the example of gneiss complex of Bialskie Mts and granulite complex of Złote Mts (Polish Sudety Mts). Temperature — plagioclase content interdependences obtained for those rocks are illustrated in Fig. 5, and order-disorder state of feldspar structure is shown in Figs. 6 and 7.

РЕЗЮМЕ

Исследовались вариации состава полевых шпатов в зависимости от температуры и давления с учетом как экспериментальных данных (фиг. 1, 2, 3, 4), так и данных изучения природных шпатов.

Констатировано, что они могут служить не только в качестве геологических барометров, но и показателей давления. Принцип полевошпатового барометра основывается на том положении, что содержание анортита в плагиоклазе, если оно не ограничено обеднением в Ca среды его образования, в данной температуре зависит от давления. Такие плагиоклазы обозначены в настоящей работе индексом Pl^f . Принцип плагиоклазового барометра можно выразить следующим образом: при данной температуре содержание анортита в Pl^f тем меньше, чем больше роль давления.

Двухшпатовый барометр основывается на следующей зависимости: на графике, показывающем связь температуры с распределением в ассоциации Or- Pl^f (фиг. 1), чем выше на данной изотерме располагается ассоциация Or- Pl^f , тем более высокое давление соответствует этой ассоциации. С помощью полевошпатовых термометров и барометров в определенных благоприятных случаях можно проследивать вариации физических условий во время образования метаморфических свит, что показано на примерах гнейсового комплекса Бяльских гор и гранулитового комплекса Золотых гор (Судеты). Зависимость: температура — состав плагиоклазов представлена на фигуре 5, а состояние упорядоченности структур полевых шпатов — на фигурах 6 и 7.