



**PISMO POLSKIEGO TOWARZYSTWA PRZYRODNIKÓW IM. KOPERNIKA**  
**WYDAWANE PRZY WSPÓŁDZIAŁE: POLSKIEJ AKADEMII UMIEJĘTNOŚCI,**  
**KOMITETU BADAŃ NAUKOWYCH, AKADEMII GÓRNICZO-HUTNICZEJ,**  
**SIECI BIOLOGII KOMÓRKOWEJ I MOLEKULARNEJ**

TOM 105  
ROK 122

PAŹDZIERNIK-LISTOPAD-GRUDZIEŃ 2004

ZESZYT 10-12  
2490-2492

Jarosław MAJKA, Bartosz BUDZYŃ, Jakub BAZARNIK (Kraków)

**GEOTERMOBAROMETRIA — MOŻLIWOŚCI I ZASTOSOWANIA**

Niezwykle interesującym problemem w petrologii skał krystalicznych, a zatem magmowych i metamorficznych, jest odpowiedź na następujące pytanie: w jakich warunkach fizycznych skały te powstawały? Oczywiście każdy geolog biorąc do ręki fragment gnejsu, bazaltu czy też innej skały krystalicznej, z przybliżeniem jest w stanie oszacować zakres ciśnień i temperatur w jakich ona powstawała. Jednakże takie przybliżone wartości nie zaspakajają ciekawości geologów specjalizujących się w różnych dziedzinach petrologii. Dlatego też już w latach trzydziestych XX wieku zaczęto czynić starania ku sprecyzowaniu informacji na temat warunków powstawania skał. Do określenia ciśnień i temperatur w jakich powstawały skały zaczęto używać tzw. geobarometrów i geotermometrów. Metody te miały pozwolić na odtworzenie ewolucji skał na podstawie ich składu mineralnego bądź też składu chemicznego lub cech fizycznych minerałów lub skał.

W latach powojennych nastąpił znaczny postęp w tej dziedzinie i dziś każdy petrolog chcąc wyznaczyć warunki powstawania skały może posłużyć się co najmniej kilkoma termometrami i barometrami geologicznymi.

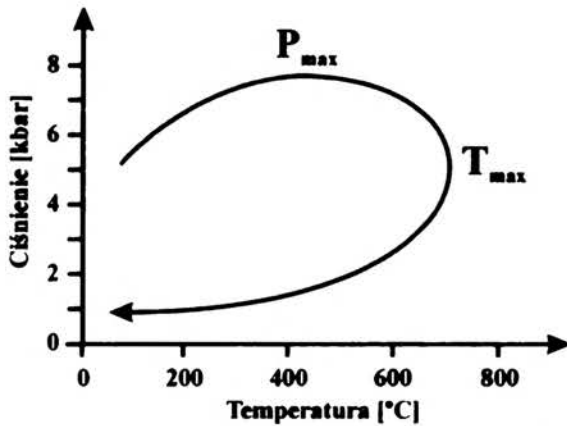
Obecnie geotermobarometria stosowana znajduje zastosowanie w odtwarzaniu ewolucji różnych skał. W dalszych rozważaniach skupimy się natomiast na skałach metamorficznych. Jak powszechnie wiadomo, tego typu skały powstają wskutek przeobrażeń skał magmowych, osadowych lub starszych skał metamorficznych. Istotnymi czynnikami metamorfizmu są tu temperatura (powyżej ok. 200°C), ciśnienie (powyżej ok. 2 kbar), czas i fluidy (zawartość pary wodnej, dwutlenku węgla i innych gazów). Ewolucję jaką przechodzą skały — lub wręcz całe obszary wielkości setek lub tysięcy km — w trakcie metamorfizmu można zilustro-

wać graficznie m.in. w postaci tzw. ścieżki P-T-t (ang. *pressure — temperature — time* czyli ciśnienie — temperatura — czas) (ryc. 1). W najprostszej sytuacji można na takim wykresie przedstawić trzy etapy. W trakcie pierwszego z nich wzrastają ciśnienie i temperatura (np. wskutek pograżania metamorfizowanych skał w głębsze partie skorupy ziemskiej). W drugim etapie — rozpoczynającym się po osiągnięciu maksymalnego ciśnienia — ma miejsce spadek ciśnienia i dalszy wzrost temperatury. Podczas trzeciego etapu zmetamorfizowane skały są studzone (równocześnie ma miejsce dalszy spadek ciśnienia), co może być wywołane np. wypiętrzaniem danego obszaru. Oczywiście w przyrodzie może mieć miejsce odwrotna sytuacja niż przedstawiona na ryc. 1 — w kierunku przeciwnym do kierunku biegu wskazówek zegara — lecz zdarza się to niezwykle rzadko.

Jak łatwo wywnioskować z powyższych rozważań, do rekonstrukcji przebiegu metamorfizmu niezbędne jest jak najbardziej precyzyjne określenie punktów zwrotnych pomiędzy tymi trzema etapami, a więc maksymalnych ciśnień oraz maksymalnych temperatur. Wyznaczenie tych wartości możliwe jest przy zastosowaniu geotermobarometrii, co jest głównym przedmiotem naszych rozważań. Nie pozwala to jednak na pełne odtworzenie ewolucji skał. Do rekonstrukcji procesów metamorficznych konieczne jest również umiejscowienie ich w czasie, na co pozwala zastosowanie geochronologii.

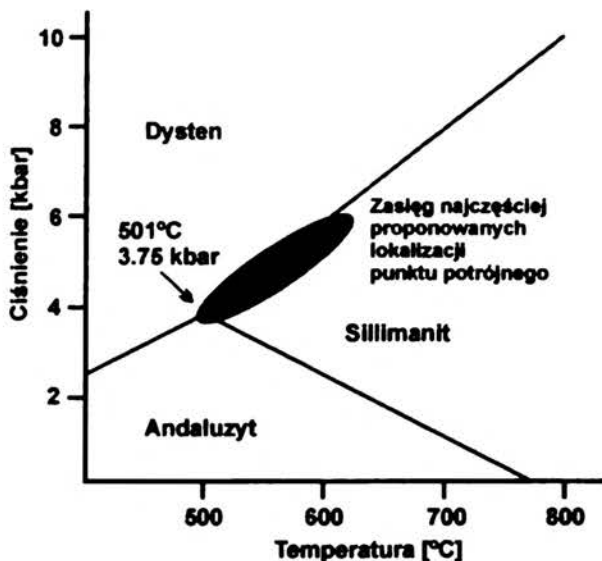
W zależności od wybranej metody datowania minerałów lub skał możemy określić wiek studzenia (np. termochronologia Ar-Ar), wydarzeń metamorficznych (np. datowanie monacytów przy zastosowaniu mikrosondy elektronowej lub mikrosondy jonowej), bądź też nawet wiek protolitu skały

metamorficznej, a więc pierwotnej skały poddanej później metamorfizmowi (np. datowanie cyrkonów metodą U-Pb).



Ryc. 1. Przykładowy wykres P-T ilustrujący przebieg metamorfizmu.  $P_{max}$  — maksymalne ciśnienie metamorfizmu;  $T_{max}$  — maksymalna temperatura metamorfizmu.

Wszystkie istniejące termometry lub barometry geologiczne możemy generalnie podzielić w dwojaki sposób: na chemiczne i fizyczne bądź też na jakościowe i ilościowe. Geotermometry i geobarometry jakościowe dają nam jedynie szacunkowy zakres warunków P-T powstawania skał, a co za tym idzie posługiwanie się nimi jest tylko wstępem do dalszych, bardziej zaawansowanych badań. Najprostszymi spośród tych metod są te, które bazują na istnieniu dwóch lub kilku odmian polimorficznych tej samej substancji, charakterystycznych dla danych warunków P-T (np.: kwarcu wysoko- i niskotemperaturowego lub substancji  $Al_2SiO_5$ , andaluzyt-sillimanit-dysten, co przedstawia ryc. 2). Nieco bardziej precyzyjne wnioski możemy wyciągnąć jeśli posłużymy się geotermometrami i/lub geobarometrami bazującymi na istnieniu szeregów izomorficznych jak np.: klinopiroksen-ortopiroksen.



Ryc. 2. Diagram P-T trwałości dla trzech odmian polimorficznych substancji  $Al_2SiO_5$ . Granice przemian dysten  $\leftrightarrow$  sillimanit, dysten  $\leftrightarrow$  andaluzyt i andaluzyt  $\leftrightarrow$  sillimanit wg Holdaway (1971) *Stability of andalusite and the aluminum phase diagram*. American Journal of Science 271, 97-131. Zasięg najczęściej proponowanych lokalizacji punktu potrójnego wg Blatt i Tracy *Petrology. Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*. W.H. Freeman and Company. New York, 1999.

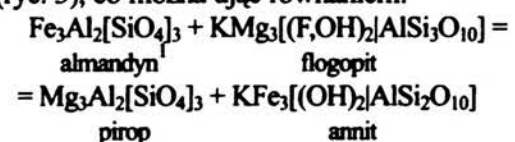
## Metody wykorzystujące własności chemiczne minerałów

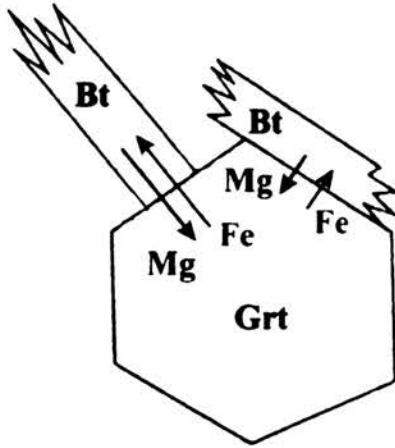
Aktualnie niezastąpionym narzędziem w badaniach petrologicznych jest geotermobarometria ilościowa. W tej dziedzinie znaczną grupę stanowią geotermometry i geobarometry chemiczne. Bazują one na zależności aktywności pierwiastków chemicznych (zdolności pierwiastków chemicznych do reagowania) w danym mineralu od takich czynników jak temperatura i ciśnienie, jak również — choć często w mniejszym stopniu — od składu czy struktury danego minerału. W trakcie epizodu magmowego czy metamorficznego, czynniki te są zmienne co skutkuje zmianą aktywności pierwiastków w minerałach. Jeśli zajdzie taka sytuacja, system w nowo osiągniętych warunkach P-T dążyć będzie do osiągnięcia równowagi. Należy przy tym zaznaczyć, że zmiany aktywności tych samych pierwiastków w różnych minerałach mogą być różne. Najprostszą drogą do osiągnięcia równowagi w zmienionych warunkach P-T jest wymiana pierwiastków pomiędzy różnymi fazami mineralnymi. Toteż rozdział pierwiastków chemicznych w różnych minerałach może być wykorzystywany do określania warunków powstawania kompleksu skalnego. Aby jednak dało się stosować taki zrównoważony system mineralny — jako np. geotermometr — należy podeprzeć się wykonanymi w warunkach laboratoryjnych eksperymentami symulującymi reakcje zachodzące w kompleksie skalnym. W trakcie takiego eksperymentu prowadzony jest w miarę częsty pomiar składu chemicznego reagujących faz w pełnym zakresie warunków P-T dla danej reakcji. Eksperyment taki nazywa się kalibracją termometru lub barometru geologicznego i służy jako wzór, do którego należy się odnosić podczas interpretacji oznaczonego składu chemicznego próbek naturalnych.

Wybór odpowiedniej metody „chemicznej” z szeregu obecnie dostępnych powinien być poprzedzony przeprowadzeniem wnikliwych badań terenowych jak i laboratoryjnych. Wiąże się to m.in. z oszacowaniem warunków P-T w jakich powstała badana przez nas skała, bowiem odpowiednie metody badań zostały przystosowane do danych typów skał. Tak więc np. nikt nie użyje geotermometru granat-klinopiroksen dla skał powstałych w warunkach ok. 400°C i ok. 3 kbar, ponieważ opracowany został on dla skał powstałych w znacznie wyższych warunkach P-T.

### Geotermometr granat-biotyt

Ażeby bardziej przybliżyć działanie tej metody można przytoczyć dla przykładu powszechnie stosowany w badaniach petrologicznych skał metamorficznych geotermometr granat-biotyt. Proporcje zawartości żelaza i magnezu w granatach i współwystępujących z nimi biotytach odpowiadają temperaturze, w której ustaliła się równowaga między tymi minerałami. Na zmianę warunków temperaturowych minerały te reagują wymieniając się jonami Fe i Mg na drodze dyfuzji (ryc. 3), co można ująć równaniem:

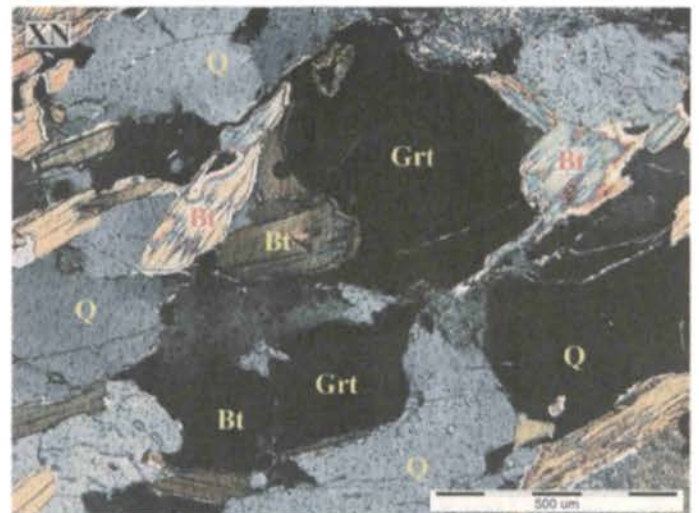
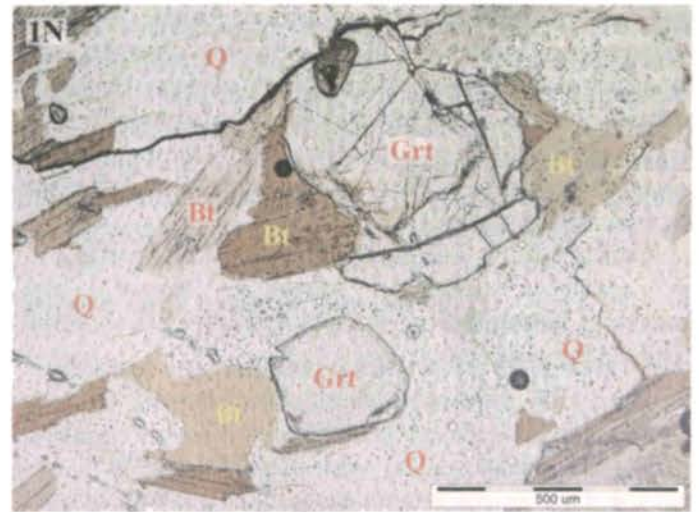




Ryc. 3. Szkic przedstawiający wymianę magnezu i żelaza pomiędzy granatem a biotytem w trakcie ustalania się równowagi wskutek zmian temperatury metamorfizmu

Jeśli zatem w badanej próbce skały występuje taka para minerałów, wówczas możliwe jest użycie tego geotermometru. Jednakże w celu uniknięcia nieprawidłowych interpretacji wynikających z błędnego wyboru minerałów do analiz, należy próbkę poddać wcześniejszym szczegółowym badaniom mikroskopowym. Niezbędne bowiem jest określenie czy równowaga w systemie nie została w późniejszej historii geologicznej naruszona (np.: podczas wtórnego metamorfizmu wstecznego), a także należy określić czy istnieją w badanej próbce różne generacje badanych minerałów. Stwierdzenie tego jest niezwykle istotne, gdyż w geotermobarometrii mogą znaleźć zastosowanie jedynie odpowiednie paragenezy mineralne<sup>2</sup>. W opisywanym przypadku często zdarza się, iż istnieje więcej niż jedna generacja biotytów (ryc. 4). Posługując się wiedzą petrologiczną należy zatem wyeliminować wszystkie generacje biotytu, które mogą nie uzyskać równowagowego składu chemicznego z granatem bądź też go utracić. Następnie należy wybrać miejsca, w których prowadzony będzie pomiar składu chemicznego w tej parze minerałów. Granat i biotyt muszą oczywiście występować w skale w bezpośrednim kontakcie, bo jedynie taka sytuacja umożliwia bezproblemową wymianę pierwiastków chemicznych pomiędzy minerałami. Dlatego też analizuje się wrostki biotytu w granacie bądź też biotyty bezpośrednio sąsiadujące z granatami, pamiętając jednak aby analizowany biotyt należał do tej generacji jaka została wybrana do badań. Pomiar składu chemicznego granatu należy przeprowadzić w możliwie bliskim miejscu kontaktu z danym osobnikiem biotytu. Często analizowane fazy mineralne są wielkości ułamków milimetra, wobec czego do precyzyjnego określenia składu chemicznego minerałów używa się mikrosondy elektronowej. Instrument ten pozwala na oznaczenie zawartości większości pierwiastków z dokładnością setnych części procenta wagowego, zaś średnica analizowanych obszarów może być nie większa niż 2-5  $\mu\text{m}$ .

Jako ciekawostkę można podać, że nowsze wersje geotermometru granat-biotyt uwzględniają wymianę nie tylko żelaza i magnezu, ale m.in. również efekt glinu i tytanu na



Ryc. 4. Blasty biotytu (Bt) powstałe w cieniach ciśnieniowych granatów (Grt) w gnejsie warstwowym z Gór Sowich. Q — kwarc. IN — zdjęcie przy polaryzatorach równoległych; XN — zdjęcie przy skrzyżowanych polaryzatorach. Fotografie wykonano w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii AGH w Krakowie

mieszalność Fe-Mg w biotycie. W niektórych wersjach tej metody można wykorzystać Ca-Mg-Fe-Mn-granaty, w innych granaty bogate w żelazo i magnez. Dlatego też w zależności od naszych potrzeb uzależnionych rodzajem badanych minerałów mamy możliwość wyboru odpowiedniej kalibracji, co pozwoli na jak najdokładniejsze określenie maksymalnych temperatur metamorfizmu i uniknięcie błędnych interpretacji. Co więcej, warto również wspomnieć fakt, że niektóre wersje tego geotermometru pozwalają na niezwykle dokładne określenie temperatur ze względu na doskonałą kalibrację eksperymentalną.

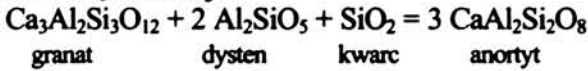
### Geobarometr GASP

Kolejnym przykładem metody wykorzystującej zmiany chemizmu — w tym przypadku do określania ciśnień — jest geobarometr GASP (*ang.* garnet — aluminosilicate — plagioclase czyli granat —  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  — plagioklaz). Należy on do metod opierających się na transferze sieciowym, czyli na migracji pierwiastków chemicznych pomiędzy minerałami, a nawet wręcz na reakcjach prowadzących do po-

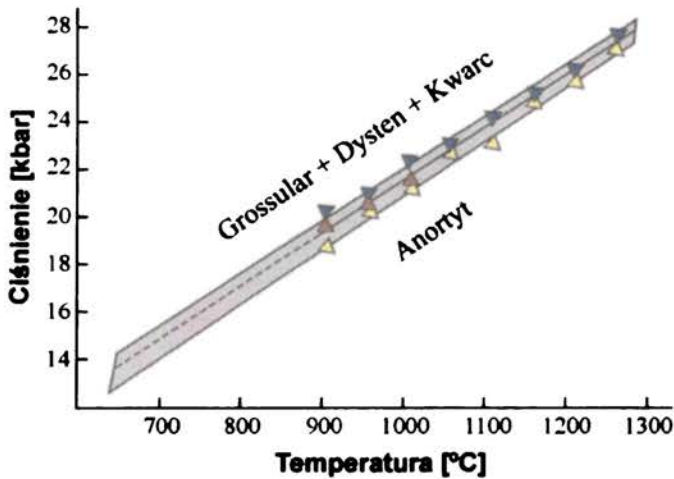
<sup>1</sup> Almandyn i pirop to odpowiednio: bogate w żelazo i magnez odmiany granatu; annit i flogopit to odpowiednio: bogate w żelazo i magnez odmiany biotytu.

<sup>2</sup> Parageneza mineralna to zespół minerałów powstałych w tym samym czasie lub takich, które osiągnęły stan równowagi chemicznej wskutek działania określonych czynników jak np.: ciśnienie lub temperatura.

wstawania jednych minerałów kosztem innych. Tego typu zmiany wiążą się ze znacznymi zmianami objętości, spowodowanymi przystosowywaniem się danego układu do zmian warunków ciśnieniowych (np. przy wzroście ciśnienia powstają paragenezy mineralne zajmujące mniejszą objętość). Nazwa omawianego geobarometru jest skróconym zapisem części reakcji:



związanej ze stabilnością anortytu w warunkach wyższych ciśnień i temperatur (ryc. 5).



Ryc. 5. Wykres P-T przedstawiający rezultaty eksperymentów nad przemianą: 3 Anortyt = Grossular + 2 Dysten + Kwarc; wg Koziol i Newton (1988) *Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz geobarometer*. *American Mineralogist* 73, 216-223 (zmieniony). Żółte symbole — wzrost produktów reakcji; granatowe symbole — wzrost substratów reakcji; czerwone symbole — brak reakcji

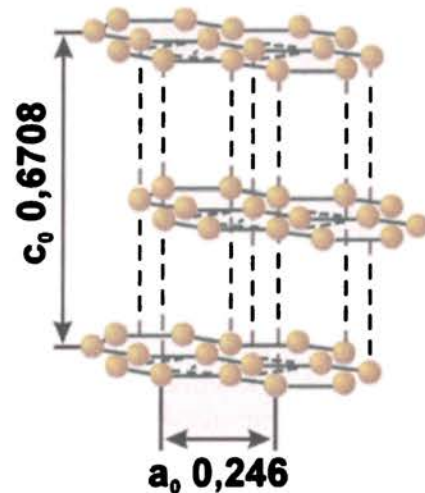
### Metody wykorzystujące własności fizyczne minerałów

Ważną grupą w badaniach petrologicznych (głównie skał metamorficznych) są geotermometry i geobarometry fizyczne. Zasada ich działania opiera się na zmianie fizycznych własności minerału pod wpływem temperatury i/lub ciśnienia panującego podczas metamorfizmu. Wpływ tych czynników powoduje w tym przypadku zmianę nie składu chemicznego, lecz parametrów komórki elementarnej minerału<sup>3</sup>. Każdy minerał zgodnie z definicją jest ciałem krystalicznym, a więc posiada ściśle uporządkowaną budowę wewnętrzną. W trakcie metamorfizmu, gdy dochodzi do zmiany temperatury i ciśnienia, w przypadku niektórych minerałów następuje przebudowa sieci krystalicznej, bez zmiany składu chemicznego. Minerał, który jest używany jako narzędzie w tego typu geotermobarometrii, musi być bardzo czuły na jeden z czynników metamorfizmu. Ponadto zależność pomiędzy temperaturą i/lub ciśnieniem a parametrami komórki elementarnej powinna być dostatecznie prosta do wyznaczenia. W celu wykonania badań geotermobarometrycznych stosuje się analizę strukturalną (najczęściej przy użyciu dyfraktometrii rentgenowskiej), dzięki której można określić interesujące nas parametry komórki elementarnej minerału. Wynik końcowy na-

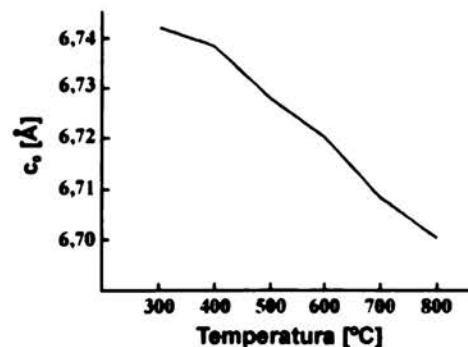
tomiaś odczytywany jest z krzywych kalibracyjnych wyznaczonych eksperymentalnie i podanych w literaturze. Należałoby tu zaznaczyć, że dokładność tych metod jest mniejsza niż metod wykorzystujących zmiany składu chemicznego minerałów. Rezultatem tego jest nieraz półilościowy charakter tego typu technik. Wpływ na to mogą mieć m.in. czynniki takie jak błąd analityczny (błąd odczytu) czy niejednorodność minerałów. Przyjrzyjmy się wobec tego dwóm przykładom jakimi są: geotermometr grafitowy oraz geobarometr muskowitzowy.

### Geotermometr grafitowy

Geotermometr grafitowy został wyznaczony przez rosyjskich naukowców i wykorzystuje zależność jednego z kierunków krystalograficznych grafitu (parametr  $c_0$ ; rys. 6) od temperatury. Wiąże się to z powolnym porządkowaniem struktury substancji węglistej w kierunku idealnej struktury grafitu pod wpływem wzrostu temperatury. Zasada geotermometru grafitowego opiera się na proporcjonalnej zależności parametru strukturalnego  $c_0$  komórki elementarnej grafitu odpowiadającej stopniowi grafityzacji substancji węglistej w zmetamorfizowanych skałach osadowych od temperatury metamorfizmu (ryc. 7).



Ryc. 6. Struktura jednej z odmian polimorficznych grafitu z zaznaczonymi kierunkami krystalograficznymi  $c_0$  i  $a_0$  (wg Bolewski i Manecki *Mineralogia szczegółowa* 1993)



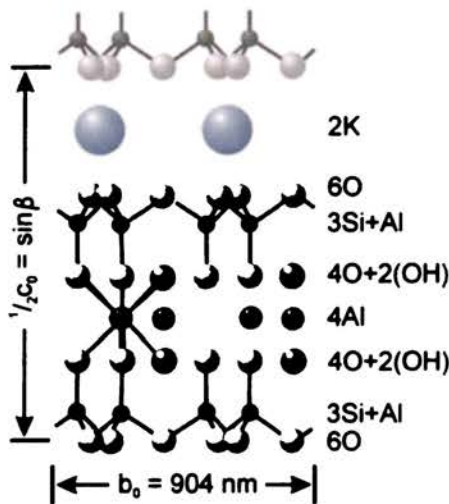
Ryc. 7. Wykres przedstawiający krzywą kalibracyjną geotermometru grafitowego zależności parametru  $c_0$  od temperatury wg Shengelia D. M. Akhvledani R. A. Ketskhoveli D. N. (1977) *The graphite geothermometer* *Doklady Akademii Nauk SSSR* 235, 132-4 (zmieniony)

<sup>3</sup> Parametry komórki elementarnej — parametry określające odległości pomiędzy atomami, cząsteczkami lub jonami stanowiącymi naroża tzw. komórki elementarnej, czyli najmniejszego możliwego do wyodrębnienia równoległościanu w strukturze krystalicznej minerału

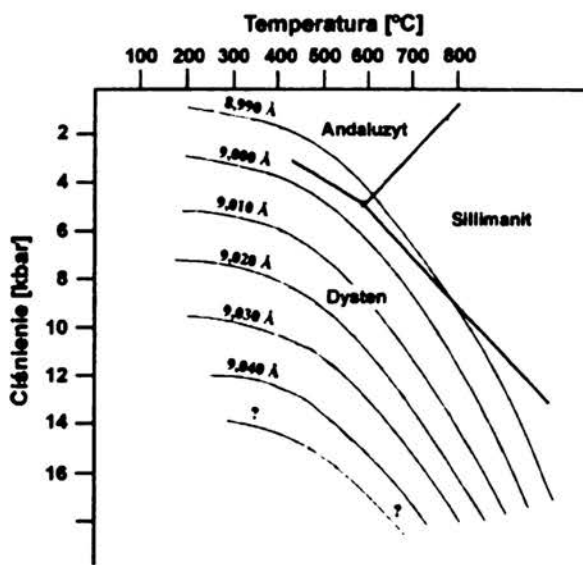
### Geobarometr muskowitowy

Stosowalność geobarometru muskowitowego sprowadza się do pomiaru parametru  $b_0$  (ryc. 8) muskowitu, monitorującego warunki ciśnienia metamorfizmu. Zmiany tego typu związane są ze stopniowym wzrostem podstawień sedalonitu w muskowicie wraz ze wzrostem ciśnienia. W miarę postępowania tego procesu obserwowalny jest wzrost rozmiarów komórki elementarnej wzdłuż kierunku krystalograficznego  $b_0$ . Aby w pełni wykorzystać tę metodę, znając wartość parametru  $b_0$  komórki elementarnej muskowitu konieczne jest założenie temperatury interesującego nas etapu metamorfizmu (najlepiej przy wykorzystaniu któregoś z geotermometrów). Dopiero wówczas możliwe jest oszacowanie ciśnienia przy wykorzystaniu krzywych na wykresie sporządzonym przez Ramíreza i Sassię w 2001 roku (ryc. 9).

Do ogromnych zalet geobarometru muskowitowego należy jego zastosowanie przy badaniu skał niskiego stopnia metamorfizmu, w których bardzo często brak jest innych



Ryc. 8. Struktura muskowitu, rzut na (100) (wg Bolewski i Manecki *Mineralogia szczegółowa* 1993)

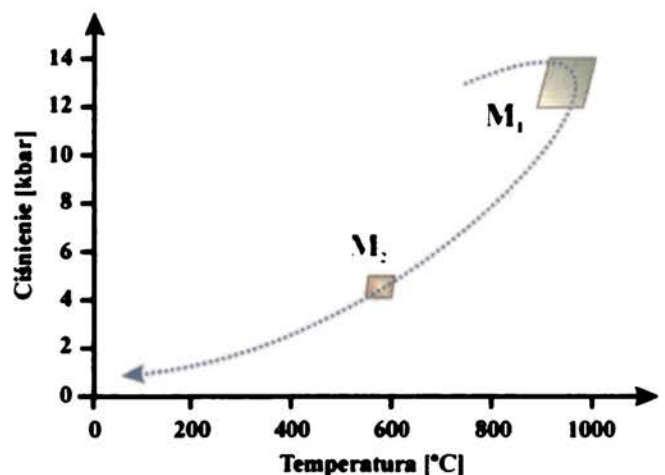


Ryc. 9. Wykres zależności parametru  $b_0$  od warunków P-T wg Ramírez i Sassi (2001) *The baric character of the Patagonian basement as deduced from the muscovite  $d_{040,331}$  spacing: a first contribution from Eastern Andean Metamorphic Complex (Andes, Chile)*. *European Journal of Mineralogy* 13, 1119-1126 oraz cytowanej tam literatury (uproszczony)

minerałów lub asocjacji wskaźnikowych dla ciśnienia. Metodę tę można również wykorzystać przy rekonstrukcji warunków P-T skał średniego lub nawet wyższego stopnia metamorfizmu. Jednakże należy pamiętać, że jest to w zasadzie metoda półilościowa i dla uwiarygodnienia rezultatów wskazane jest zastosowanie innego geobarometru, najlepiej wykorzystującego zmiany chemizmu minerałów.

### Ograniczenia geotermobarometrii

W ciągu ostatnich dwu dekad można było obserwować ewolucję zarówno wielu geotermometrów, jak i geobarometrów. Pozwoliło to na dokładniejsze określanie warunków P-T w jakich powstały badane skały. Co więcej, wzrosła precyzja tych metod przy stosowaniu ich w szerszym zakresie ciśnień i temperatur. Jednakże pomimo tego, iż mamy obecnie możliwość zastosowania szeregu tego typu metod, wciąż czyha wiele niebezpieczeństw związanych ze stosowalnością geotermobarometrii. Jak już wcześniej wspomniano, wybór odpowiedniej techniki musi być poprzedzony dokładnymi badaniami strukturalnymi dla poznania wzajemnych relacji pomiędzy minerałami. Spróbujmy teraz przybliżyć ten problem na przykładzie granulitu powstałego w temperaturach 900-1000°C i przy ciśnieniach 12-14 kbar, (ok. 45-50 km pod powierzchnią ziemi) (rys. 10). Przypuśćmy, że wskutek ruchów górotwórczych skała ta dostała się w wyższe partie skorupy ziemskiej i tam przeszła kolejny etap metamorfizmu, jednakże w warunkach niższych ciśnień i temperatur (550-600°C i ok. 4-5 kbar). Część z wcześniej powstałych minerałów nietrwałych w niższych P-T uległa przeobrażeniu i powstały nowe minerały. To co my możemy zaobserwować już kilkadziesiąt milionów lat po tamtych wydarzeniach, to ślady obydwu etapów metamorfizmu. Jednakże przeważnie ostatni etap metamorfizmu zacierza ślady wcześniejszego. Wykorzystując w takim przypadku geotermometr granat-biotyt nie będziemy w stanie zarejestrować temperatur pierwszego etapu metamorfizmu. Składać się na to może co najmniej kilka czynników. Przede wszystkim jest wysoce prawdopodobne, że w trakcie drugiego etapu metamorfizmu ustalił się chemiczny stan równowagowy pomiędzy poszczególnymi minerałami i nasze wyniki będą odzwierciedlać warunki



Ryc. 10. Wykres P-T-t ilustrujący metamorfizmu odbywającego się w dwu etapach:  $M_1$  — powstanie granulitów w warunkach 900-1000°C i 12-14 kbar;  $M_2$  — metamorfizm wcześniej powstałych granulitów w warunkach 550-600°C i ok. 4-5 kbar

temperatur właśnie młodszego etapu metamorfizmu. Co więcej, pomimo tego, że analizowany przez nas granat powstał w trakcie starszego metamorfizmu jest mało prawdopodobne, aby biotyt również powstał w tym samym czasie. Przepuszczalnie powstał on w trakcie metamorfizmu retrogresywnego, a więc przy malejących warunkach P-T, a nawet wręcz w trakcie drugiego etapu metamorfizmu. Oczywiście łatwo tu zauważyć, że istotna jest szybkość studzenia skał. Gwałtowne studzenie sprzyja zachowaniu się równowagi ustalonej pomiędzy minerałami w danych warunkach P-T. Natomiast w trakcie wolnego studzenia może dochodzić do pewnych zmian, które często wręcz uniemożliwiają zastosowanie geotermobarometrii. Dlatego też dla uwiarygodnienia wyników dobrze jest znaleźć jak najwięcej dowodów popierających wyciągane wnioski. Mogą być to np. cechy strukturalne jak i teksturalne skały. Jeszcze lepiej jest, gdy możliwe będzie zastosowanie kilku różnych metod dla potwierdzenia naszych wyników. Jeśli rezultaty z różnych geotermometrów i geobarometrów pokryją się, unikniemy błędnych interpretacji, jak również wprowadzania w błąd innych osób korzystających z naszych wniosków.

### Podsumowanie

Geotermobarometria jest wciąż rozwijającą się dziedziną. Przy zastosowaniu najnowszych metod badawczych takich jak mikroskopia elektronowa czy dyfraktometria rentgenowska pozwala ona na określenie warunków ciśnień

i temperatur, w jakich powstawały badane skały. Połączenie tych metod badawczych z innymi, takimi jak geologia strukturalna, tektonika i geochronologia, umożliwia rekonstrukcję ewolucji skał, mniejszych obszarów a nawet całych regionów.

Artykuł ten powstał na podstawie doświadczeń zdobytych przez autorów w trakcie badań prowadzonych w ramach realizacji prac magisterskich w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii, przy Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Wybrane metody geotermobarometryczne zostały wykorzystane do określenia warunków metamorfizmu skał ze Spitsbergenu przez pierwszego i trzeciego autora. Ponadto geotermobarometria znalazła zastosowanie w rekonstrukcji warunków metamorfizmu skał z Gór Sowich i Kopuły Orlicko-Śnieżnickiej (Sudety) przez drugiego z autorów, który badania prowadził w ramach współpracy w polsko-amerykańskim zespole.

Wpłynęło 26.10.2004

Mgr inż. Jakub Bazarnik i mgr inż. Jarosław Majka są doktorantami w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

Mgr inż. Bartosz Budzyń jest doktorantem w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii Instytutu Nauk Geologicznych Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego