

Granity „zimne” i „gorące” — charakterystyka i optymalizowanie metod datowania cyrkonów

Krystyna Klimas¹



Podział granitów na powstające w niskiej i wysokiej temperaturze zrodził się przy okazji oznaczeń wieku U-Pb cyrkonów w różnych typach granitoidów, do których zastosowano także termometrię saturacji cyrkonu (Watson & Harrison, 1983). W niektórych cyrkonach magmowych stwierdzano obecność tzw. składnika odziedziczonego (*inheritance*),

przyjmującego najczęściej postać wyraźnie wyodrębnionego starszego jądra, otoczonego młodszymi obwódkami. Jądra te są pozostałością niestopionych do końca, a niekiedy nawet nietkniętych przez korozję magmową, cyrkonów ze skalnego protolitu nowej magmy. Napotymano także granitoidy z cyrkonami bez jądra.

Termometrię saturacji cyrkonu zastosowano w wielu granitoidach z dużą liczbą cyrkonów, zarówno z jądrem, jak i tych bez jądra lub tylko z niewielką ich zawartością. Badaniami zostały objęte granitoidy o różnicowanym chemizmie — od granitów metaaluminowych do mocno peraluminowych, a także granodioryty, trondhjemity i tonality o wieku od 16 mln lat do 1,7 mld lat. Zebrano je z różnych obszarów Kalifornii, Nevady i południowych Appalachów (Miller i in., 2003).

Temperatura nasycenia stopu w pierwiastek Zr (T^{Zr}) obliczona dla plutonów z cyrkonami (minerałami) bogatymi w jądra mieściła się w przedziale 730–800°C (średnia 760°C), podczas gdy granitoidy ubogie lub zupełnie pozbawione składnika odziedziczonego miały (T^{Zr}) w przedziale 810–950°C (średnia 837°C). To duże zróżnicowanie temperatury między „zimnymi” i „gorącymi” granitoidami, wg Millera i in. (2003), mogło być spowodowane różnymi mechanizmami generowania magmy. Temperatura obliczona dla „gorących” granitów odpowiada modelowym warunkom generowania magm felzytowych, jak topienie dehydratyzacyjne w skorupie ziemskiej, frakcjonowanie stopów z górnego płaszcza, ze współdziałaniem kontaminacji materiałem skorupowym lub bez oraz transportem magmy ubogiej w krysztaly. Żeby powstały granitoidy „gorące”, zwykle potrzeba dużej ilości ciepła, najczęściej spowodowanego dopływem maficznej magmy z płaszcza (Miller i in., 2003).

Według Millera i in. (2003) granity „zimne” tworzyły się w zbyt niskiej temperaturze, aby mogły powstać przez dehydratyzacyjne topienie biotyту lub amfiboli, które w większości przypadków wymagają temperatury powyżej 800°C. Generowanie dużej ilości magmy w temperaturze rzędu 730–800°C wymaga zatem albo bardzo dużej ilości

muskowitu, który uległby odwadniającemu topieniu, albo dopływu dużej ilości wody z zewnątrz. Na podstawie danych geochemicznych badanych skał przyjęto przewagę topienia z udziałem wody podczas powstawania stopów, z których one krystalizowały (Miller i in., 2003).

Wcześniej podobny podział na „gorące” i „zimne” granity, chociaż nie tak wszechstronnie udokumentowany, został przeprowadzony w odniesieniu do granitów typu „I” z obszaru paleozoicznych stref fałdowych wschodniej Australii (Chappell i in., 1998). Tu niskotemperaturowe granity z cyrkonami powszechnie zawierającymi odziedziczone jądra powstały głównie przez częściowe topienie starszych tonalitów, „gorące” zaś przez krystalizację z magmy całkowicie stopionej, bez starszych kryształów cyrkonu. Te niskotemperaturowe granity „I” mają skład typowych granodiorytów lub monzodiorytów, natomiast wysokotemperaturowe są zwykle tonalitami i ubogimi w potas granodiorytami (Chappell i in., 2004). Wynika z tego, że bardziej poprawne byłoby nazywanie ich „gorącymi” i „zimnymi” granitoidami „I”, a nie granitami. Autorzy ci zliczają także granity „S” z klasycznego dla klasyfikacji granitów obszaru Lachlan Fold Belts do niskotemperaturowych, ze względu na dużą zawartość cyrkonów z jądrami.

Dehydratyzacyjne topienie biotyту zawartego w starszych tonalitach wymagałoby jednak wyższej temperatury niż wyliczona na podstawie termometru saturacji Zr (Watson & Harrison, 1983) granitów „zimnych”. Większe upłynnianie plagioklazów niż biotyту podczas topienia „mokrego” tłumaczyłoby niższą zawartość potasu w nowej magmie.

O granitoidach „zimnych” i „gorących” wspominał także Sylvester (1998), koncentrując się jednak na różnych mechanizmach powstawania peraluminowych granitów w procesach postkolizyjnych. Budowa i cechy cyrkonów w tym wypadku nie były rozważane. Podczas kolizji wysokociśnieniowych (np. Alpy i Himalaje) postkolizyjna ekshumacja pogrubionej skorupy (>50 km) wraz z ciepłem dostarczonym przez rozpad radiogeniczny K, U, i Th produkują niewielkie ilości mocno peraluminowych, „zimnych” stopów granitowych (<875°C). Podczas wysokotemperaturowych kolizji (np. Hercynidy czy Lachlan Fold Belts) synkolizyjne pogrubienie skorupy jest mniejsze (<50 km). Skorupowa anateksis jest związana z postkolizyjną delaminacją litosfery oraz upwellingiem (wyptywaniem) gorącej astenosfery i tworzy duże ilości gorącej magmy granitowej (>875°C).

Istnieje ścisły związek pomiędzy mechanizmami powstawania granitów i budową cyrkonów a metodami stosowanymi do określania wieku wydarzeń magmowych. Zapoczątkowane w latach 50. XX w. i coraz bardziej udoskonalane metody geochronologiczne U-Th-Pb i Pb-Pb pozwalają odtworzyć nie tylko wiek krystalizacji cyrkonu,

¹Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; krystyna.klimas@ing.uni.wroc.pl

lecz często także poszczególne etapy jego rozwoju, w przypadku kryształów z zachowanymi starszymi rdzeniami oraz młodszymi przyrostami (*overgrowths*) (Davis i in., 2003 i literatura cytowana tamże). W ujawnieniu tej skomplikowanej budowy wewnętrznej cyrkonu, często niewidocznej w świetle przechodzącym, pomagają wydajnie katodoluminescencja (CL), jak również obrazy otrzymane dzięki użyciu elektronów wstecznie rozproszonych (BSE) (np. Vavra, 1990, 1994; Pidgeon, 1992; Rubatto & Gebauer, 2000; Klimas, 2004a, b, 2008).

Zaniedbywanie śledzenia budowy wewnętrznej cyrkonów i nieprzemyślany dobór metody datowania prowadzą do otrzymywania zupełnie błędnych wyników w przeprowadzanych badaniach geochronologicznych (Klimas, 2008 i literatura cytowana tamże).

W granitach „zimnych” powinny być stosowane metody pozwalające punktowo datować zarówno starsze jądra, jak i młodsze przyrosty. Jako najlepsze do tego celu należy tu wymienić wszystkie rodzaje mikrosond jonowych o nadzwyczaj wysokiej rozdzielczości (SHRIMP — *Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*), z grupy spektrometrów mas z tzw. jonizacją wtórną (SIMS — *Secondary Ionisation Mass Spectrometry*) (np. Klimas, 2004a, b i literatura cytowana tamże). W zależności od dokładności pomiarów i szerokości młodszych obwódek należy odpowiednio dobierać szerokość wiązki pomiarowej, stosując mikrosondy coraz młodszej generacji: SHRIMP, SHRIMP II, SHRIMP-RG (*Reverse Geometry*).

W granitoidach „gorących”, w których cyrkonu mają budowę bardziej jednorodną, bez jąder wewnątrz kryształów, możemy stosować z powodzeniem tańsze, konwencjonalne metody oznaczania wieku. Analizują one stosunki izotopowe w dużej grupie ziaren cyrkonów, całym pojedynczym kryształem lub odpowiednio zabradowanej jego części. Należą tu metody spektrometrii mas z jonizacją termiczną i rozcieńczaniem izotopowym (ID-TIMS — *Isotope Dilution-Thermal Ionisation Mass Spectrometry*). Ta technologia jest dość powszechną formą pomiarów izotopowych o bardzo wysokiej dokładności, ale wymaga całkowitego lub częściowego rozpuszczenia ziaren cyrkonu. Dlatego nie jest użyteczna podczas datowania granitów czy też metagranitów „zimnych”, w których przeważają cyrkonu ze starszymi jądrami.

W granitoidach wyższych temperatur, w których cyrkonów jest zbyt mało, aby zastosować konwencjonalne metody datowań, może być wykorzystana najnowsza technologia punktowego datowania *in situ* — spektrometrii mas z laserową ablacją indukcyjnie sprzężoną z plazmą (LA-ICP-MS — *Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*). Jest to szybka, mikroanalityczna metoda, w której skupiona wiązka laserowa dokonuje ablacji materiału z odpowiedniego miejsca w kryształach cyrkonu tkwiącego *in situ* we właściwie zeszlifowanej i naklejonej próbce granitoidu. Rozmiar śladu po materiale zużytych do pomiaru ma 30–60 μm średnicy i 10–20 μm głębokości (dla porównania metody SIMS wymagają odpowiednio

10–20 μm średnicy wiązki pomiarowej do głębokości <2 μm) (np. Košler & Sylvester, 2003). Wyrzucona materia jest następnie jonizowana, dzięki użyciu plazmy, przed przejściem do spektrometru mas. Wyjątkowo ta metoda może być stosowana także do oznaczania wieku w niektórych typach granitów „zimnych”. Wymaga ona wtedy dużej dokładności w wycelowaniu wiązki pomiarowej tak, aby wyrzucona materia pochodziła tylko z jednego przyrostu czy też tylko z obszaru starszego jądra. Nadają się do tego celu raczej rzadko spotykane cyrkonu jednoznacznie ze stosunkowo dużym jądrem i szeroką młodszą obwódką.

Do datowania cyrkonów z granitów powstałych w wyższej temperaturze możemy stosować także opisane w artykule metody zalecane do granitów „zimnych”, pamiętając o ich dużo wyższym koszcie. Natomiast nie powinno się stosować konwencjonalnych metod polecanych dla granitów „gorących” do datowania cyrkonów z granitów „zimnych”, gdyż najpewniej otrzymamy fałszywe oznaczenia wieku.

Literatura

- CHAPPELL B.W., BRYANT C.J., WYBORN D., WHITE A.J.R. & WILLIAMS I.S. 1998 — High- and low-temperature I-type granites. *Resour. Geol.*, 48: 225–235.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R., WILLIAMS I.S., & WYBORN D. 2004 — Low- and high-temperature granites. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci.* 95, 125–140.
- DAVIS D.W., WILLIAMS I.S. & KROGH T.E. 2003 — Historical development of zircon geochronology. *Rev. Miner. Geochem.*, 53: 145–181.
- KLIMAS K. 2004a — Mikrosonda SHRIMP — nowoczesna geochronologia minerałów. *Prz. Geol.*, 52: 297–298.
- KLIMAS K. 2004b — The „SHRIMP U-Pb zircon geochronology” Workshop, Wrocław, September 5–6, 2003. *Geol. Sud.*, 36: 71–73.
- KLIMAS K. 2008 — Geochronologia i petrogenetyczne studium cyrkonów z wybranych skał krystalicznych wschodniej części bloku przedsudeckiego. Uniwersytet Wrocławski, ARGi, Wrocław.
- KOŠLER J. & SYLVESTER P.J. 2003 — Present trends and future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. *Rev. Miner. Geochem.*, 53: 243–275.
- MILLER C.F., McDOWELL S.M. & MAPES R.W. 2003 — Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31: 529–532.
- PIDGEON R.T. 1992 — Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contrib. Miner. Petrol.*, 110: 463–472.
- RUBATTO D. & GEBAUER D. 2000 — Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by microprobe: some examples from the Western Alps. [In:] Pagel M., Barbin V. & Blanc P. (eds.) *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer, Berlin-New York: 373–400.
- SYLVESTER P.J. 1998 — Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29–44.
- VAVRA G. 1990 — On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Miner. Petrol.*, 106: 90–99.
- VAVRA G. 1994 — Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contrib. Miner. Petrol.*, 117: 331–344.
- WATSON E.B. & HARRISON T.M. 1983 — Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 295–304.

Praca wpłynęła do redakcji 24.03.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 13.05.2009 r.