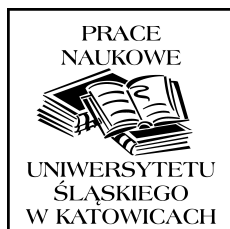


**ENKLAWY W GRANICIE
TATR WYSOKICH**

mojej Mamie



NR 2637

Aleksandra Gawęda

ENKLAWY W GRANICIE TATR WYSOKICH

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego



Katowice 2009

Redaktor serii: Nauki o Ziemi
ANDRZEJ T. JANKOWSKI

Recenzenci
RYSZARD KRYZA, EWA SŁABY

Zdjęcia na okładce: górne zdjęcie — panorama Rysów z Wyżniego Kotła Mięgoszowieckiego,
dolne zdjęcie — fragment ksenolitu dolnego z Doliny Wielickiej

Redaktor
GRAŻYNA WOJDAŁA

Projektant okładki
ALEKSANDRA GAWĘDA

Korektor
LIDIA SZUMIGAŁA

Copyright © 2009
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336
ISBN 978-83-226-1797-7

Wydawca
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice
www.wydawnictwo.us.edu.pl
e-mail: wydawus@us.edu.pl

Wydanie I. Ark. druk. 11,25. Ark. wyd. 14,5. Przekazano do łamania
w październiku 2008 r. Podpisano do druku w styczniu 2009 r.
Papier offset. kl. III, 90 g Cena 25 zł

Łamanie: Pracownia Składu Komputerowego
Wydawnictwa Uniwersytetu Śląskiego
Druk i oprawa: EXPOL, P. Rybiński, J. Dąbek,
Spółka Jawna
ul. Brzeska 4, 87-800 Włocławek



SPIS TREŚCI

Zestawienie skrótów	9
1. WSTĘP	11
1.1. Typy i znaczenie enklaw w granitoidach — obecny stan wiedzy	11
1.2. Enklawy w granicie Tatr Wysokich — historia badań i obecny stan wiedzy	14
1.3. Cele badawcze pracy	15
1.4. Zarys budowy geologicznej obszaru badań.	16
2. METODY BADAŃ	19
3. GRANITY TATR WYSOKICH	24
3.1. Warunki występowania oraz charakterystyka petrograficzno-mineralo- giczna	24
3.1.1. Granity porfirowate	24
3.1.2. Monzogranity biotytowe	27
3.2. Skład chemiczny granitoidów	29
3.2.1. Granity porfirowate	29
3.2.2. Monzogranity biotytowe	33
4. CHARAKTERYSTYKA ENKLAW W GRANICIE TATR WYSOKICH	34
4.1. Ksenolity skał metapelitycznych	34
4.1.1. Warunki geologiczne występowania ksenolitów	34
4.1.2. Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna ksenolitów meta- pelitycznych	42
4.1.2.1. Gnejsy biotytowe z granatem, syllibanitem i kyanitem .	42
4.1.2.2. Gnejsy biotytowe z granatem	47
4.1.2.3. Łupki biotytowo-syllimanitowe z granatem	50
4.1.2.4. Łupki dwuływczykowo-syllimanitowe z granatem i kyani- tem	54

4.1.2.5. Migmatyty	60
4.1.2.6. Łupki i gnejsy łuszczkowo-syllimanitowe	63
4.1.2.7. Gnejsy kwarcytyczne	65
4.2. Ksenolity skał wapienno-krzemianowych i amfibolitów	66
4.2.1. Warunki geologiczne występowania skał wapienno-krzemianowych i amfibolitów	66
4.2.2. Charakterystyka petrograficzna skał wapienno-krzemianowych	68
4.2.2.1. Skały amfibolowo-biotytowe	68
4.2.2.2. Skały amfibolowo-epidotowo-ilmenitowe z piroksenem	77
4.2.2.3. Skały granatowo-epidotowo-apatytowo-kwarcowe	79
4.2.2.4. Skały epidotowo-piroksenowo-chlorytowe	83
4.2.2.5. Skały plagioklazowo-chlorytowo-epidotowe	85
4.2.2.6. Amfibolity laminowane	90
4.3. Skład chemiczny ksenolitów skał metamorficznych	92
4.4. Interpretacja petrologiczna danych z ksenolitów	97
4.4.1. Skały metapelityczne	97
4.4.2. Skały wapienno-krzemianowe i amfibolity	101
4.5. Szliry	106
4.5.1. Warunki geologiczne występowania szlirów	106
4.5.2. Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna szlirów	107
4.5.2.1. Szliry typu A	107
4.5.2.2. Szliry typu B	111
4.5.3. Skład chemiczny szlirów i leukogranitów z nimi stowarzyszonych	113
4.5.4. Interpretacja petrologiczna	115
4.6. Enklawy mikowe	118
4.6.1. Warunki geologiczne występowania enklaw mikowych	118
4.6.2. Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna oraz skład chemiczny enklaw mikowych	118
4.6.3. Geneza enklaw mikowych	122
4.7. Enklawy skał magmowych	123
4.7.1. Enklawy diorytów kwarcowych	123
4.7.1.1. Warunki geologiczne występowania diorytów kwarcowych	123
4.7.1.2. Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna diorytów kwarcowych	124
4.7.1.3. Skład chemiczny diorytów kwarcowych	127
4.7.1.4. Interpretacja petrologiczna i warunki krystalizacji magmy diorytowej	131
4.7.2. Maficzne enklawy mikrogranularne (MME)	132
4.7.2.1. Warunki geologiczne występowania maficznych enklaw mikrogranularnych	132
4.7.2.2. Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna maficznych enklaw mikrogranularnych	132
4.7.2.3. Skład chemiczny enklaw mikrogranularnych oraz interpretacja petrogenetyczna	137
4.7.3. Enklawa melasyenitu apatytowego	139

4.7.3.1. Warunki geologiczne występowania enklawy melasyenitu apatytowego	139
4.7.3.2. Charakterystyka minerałów	139
4.7.3.3. Skład chemiczny i wiek skały apatytowej	143
4.7.3.4. Problem genezy skały apatytowej	144
4.7.3.5. Pozycja klasyfikacyjna oraz interpretacja geotektoniczna	146
4.7.3.6. Warunki i przebieg krystalizacji	148
4.7.3.7. Model genezy skały apatytowej	149
4.7.4. Enklawy leukogranitów	150
5. Dyskusja	151
5.1. Petrogeneza ksenolitów i ich rola w ewolucji magmy granitoidowej Tatr Wysokich	151
5.2. Petrogeneza enklaw pochodzenia magmowego i ich znaczenie dla odczytania rozwoju magmatyzmu w Tatrach	156
5.3. Ocena głębokości procesu łamania się płyty, tworzenia się magmy oraz poziomu posadowienia intruzji	160
5.4. Problem wieku intruzji granitu Tatr Wysokich	162
6. Wnioski	164
LITERATURA	167
Summary	177
Резюме	179

1

WSTĘP

1.1. Typy i znaczenie enklaw w granitoidach — obecny stan wiedzy

Enklawy są materiałem powszechnie występującym w obrębie plutonów granitoidowych, bez względu na wielkość i charakter ciał plutonicznych. W prezentowanej pracy termin enklawa jest definiowany (za DIDIEREM i BARBARINEM, 1991) jako fragment skały różniącej się od skały magmowej, która ją otacza. Enklawy mogą reprezentować zarówno skały starsze, jak i równowiekowe z magmą otoczenia.

Definicja ta, podobnie jak podana przez wspomnianych autorów klasyfikacja opisowa (tab. 1), stanowi kontynuację pracy LACROIX (1890, w: DIDIER,

Tabela 1. Podział enklaw wg DIDIERA i BARBARINA (1991)

Termin	Natura	Rodzaj kontaktu	Kształt	Struktury i tekstury
Ksenolit	fragment skały otoczenia	ostry	kanciasty	metamorficzne
Ksenokrystal	izolowany kryształ „obcy”	ostry	globularny	aureola korozyjno-reakcyjna
Enklawa łuszczkowa	residuum po topieniu (restyt), kumulat lub ksenolit	ostry z biotytową otoczką	soczewkowaty	metamorficzne, obecność minerałów Al
Szlira	rozciągnięty ksenolit lub kumulat	rozmyty	nieregularny	więźba planarna
Felzytowa enklawa mikrogranularna	inny granit lub rozkruszona brzeźna strefa intruzji	ostry/rozmyty	owalny	drobnokrystaliczne magmowe
Maficzna enklawa mikrogranularna	porcja magmy prekursora maficznego lub magmy równoczesnej z granitową	dominujący ostry	owalny	drobnokrystaliczne magmowe
Enklawa kumulatu (autolit)	rozkruszony kumulat	rozmyty	owalny	grubokrystaliczne kumulatowe

BARBARIN, 1991), który jako pierwszy wprowadził do literatury geologicznej termin enklawa. Klasyfikacja opisowa jest oparta na cechach fizycznych enklaw (tab. 1).

Tabela 2. Podział enklaw według PITCHERA (1997)

Termin	Natura	Proces	Minerały	Struktury i tekstury
Restyt	residuum	wytapianie cząstkowe	oporne na topienie	odziedziczone po protolicie
Ksenolit	fragment skał osłony	metamorfizm termiczny	metamorficzne	metamorficzne odziedziczone
Kumulat	segregacja składników maficznych	segregacja frakcyjonalna lub fizyczna	magmowe	kumulatowe (magmowe)
Hybryda	produkt mieszania magmy felzytowej i maficznej	mixing lub mingling, przechłodzenie lub przegrzanie	magmowe	nierównowagowe (struktury ocellarne, wrostki, igielkowy apatyt, objawy resorpcji i rekrytalizacji)
Aglomerat kryształów	produkt wczesnej krysztalizacji	krysztalizacja frakcyjonalna	zróznicowany	magmowe

Oprócz klasyfikacji opisowej stosuje się także klasyfikację genetyczną, podaną przez PITCHERA (1997), w której podziału enklaw dokonuje się, biorąc pod uwagę charakter procesów, jakie wpłynęły na ich utworzenie (tab. 2). Klasyfikacja opisowa według DIDIERA i BARBARINA (1991) bazuje na cechach morfologicznych enklaw i nie pokrywa się z klasyfikacją genetyczną (tab. 1). Będzie ona, z późniejszymi modyfikacjami, przyjęta dla opisywanych obiektów. Badania enklaw są źródłem istotnych informacji na temat genezy magm granitoidowych, zasięgu i charakteru procesów mieszania magm różnych pod względem genetycznym oraz własności fizykochemicznych, asymilacji i zdolności magmy granitoidowej do interakcji ze skałami osłony, dynamiki zbiornika magmowego, procesów krysztalizacji frakcyjonalnej magmy, lepkości magmy, warunków temperatury i ciśnienia panujących w skałach osłony przed i po włączeniu elementu obcego (enklawy) do magmy granitoidowej, wreszcie składu i charakteru skał otoczenia (DIDIER, BARBARIN, 1991). Ten ostatni element jest istotny zwłaszcza tam, gdzie skały osłony nie zachowały się lub są obecne w ograniczonym stopniu. Część materiału mogła też ulec roztopieniu lub fizycznemu rozтворzeniu w wyniku oddziaływania magmy granitoidowej.

Największą popularnością wśród badaczy enklaw cieszą się **maficzne enklawy mikrogranularne (MME)**. Powszechnie są one uznawane za źródło informacji o maficznej składowej granitoidowych plutonów wapniowo-alkalicznych oraz traktowane jako dowody na rolę magmy maficznej w zapoczątkowaniu i rozwoju intruzji magmy granitoidowej. Określenie ich genezy ma podstawowe znaczenie dla interpretacji historii magmatyzmu granitoidowego

(BARBARIN, 2005). Bogata literatura dotycząca MME w większości traktuje o procesach hybrydyzacji, zarówno typu *mixing*, jak i *mingling* (np. FERNANDEZ, BARBARIN, 1991; BAXTER, FEELY, 2002; PERUGINI i in., 2003). **Kumulatory (auto-lity)** stanowią dość specyficzny, acz względnie łatwo rozpoznawalny rodzaj enklaw. W plutonach granitoidowych autolity spotyka się sporadycznie. Są one produktami wczesnej frakcjonacji magmy (BARBARIN, DIDIER, 1991; ORSINI i in., 1991). Zazwyczaj kumulatory koncentrują się w spągowych częściach zbiornika magmowego. Ich pojawienie się w innych częściach intruzji jest świadectwem wewnętrznej dynamiki magmy.

Ksenolity są to fragmenty skał otoczenia, szeroko rozumianej osłony metamorficznej. Zazwyczaj ilościowo przeważają wśród nich fragmenty skał osłony: zarówno stropowej, jak i brzeżnej. Ksenolity, traktowane jako *stopped blocks*, informują tak o stanie fizycznym magmy w momencie włączenia w jej obręb ciała obcego (gr. *xeno*), jak i o warunkach temperaturowo-ciśnieniowych w skałach otoczenia — o wiele lepiej niż skały osłony *in situ*. Nagła krystalizacja na kontakcie, wywołana różnicą temperatur, jest powodem „zamrożenia” bloków i wytworzenia wąskiej otoczki reakcyjnej, chroniącej przed późniejszymi wpływami zmian temperatury i infiltracją fluidu (MAURY, DIDIER, 1991; MONTEL i in., 1991; WHITE i in., 1991; PITCHER, 1997; GAWĘDA, 2007 a). Takiej ochrony nie mają ani skały osłony plutonów granitowych, ani duże bloki ksenolitów zatopione w magmie, które często podlegają zmianom pomagmowym wspólnie z plutonem, który je intrudował. Skład ksenolitów pozwala także na zdefiniowanie tzw. składowej egzotycznej magmy granitoidowej, czyli tych elementów, których obecność nie może być wytłumaczona procesami należącymi do frakcjonalnej krystalizacji. Badania ksenolitów dostarczają wielu informacji na temat przebiegu procesu asymilacji. Obecność ksenolitów oraz ksenokrystalitów (bez względu na ich charakter petrograficzny) w znaczący sposób wpływa na lepkość magmy, a tym samym na procesy jej krystalizacji, segregacji oraz tworzenie warstwowania magmowego w warunkach przepływu (np. BITENCOURT, NARDI, 2004).

Dość enigmatyczne są **enklawy mikowe** (tj. zbudowane w głównej mierze z łuszczaków, z dodatkiem minerałów trudno topliwych: spineli, granatów, sylli-manitu, kordierytu itp.). Występowanie enklaw mikowych (ang. *surmicaceous enclaves*) jest ograniczone do anatektycznych leukogranitów typu S. W większości przypadków są one interpretowane jako restyty (np. CHAPPEL, WHITE, 1991; MONTEL i in., 1991; LEFORT, 1991 itp.).

Obecność **szlirów** w magmie granitoidowej interpretuje się rozmaicie. Nie-regularne szliry biotytowe opisuje się jako wynik sedymentacji gęstościowej minerałów ciemnych w strefach o obniżonej lepkości (PUZIEWICZ, WOJEWODA, 1984). Znaleźć można także opisy szlirów biotytowych traktowanych jako rozciągnięte dynamicznie fragmenty ksenolitów lub porcje materiału restytwego (CHAPPEL, WHITE, 1991; BARBARIN, DIDIER, 1991). Ciemne szliry wraz

z sąsiadującymi warstwami magmy leukokratycznej są też interpretowane jako warstwowanie magmowe powstałe w wyniku segregacji pod wpływem naprężeń związanych z przepływem magmy w strefach aktywnych tektonicznie (np. BITENCOURT, NARDI, 2004; CLARKE i in., 2002) albo jako wynik koncentracji materiału rezydualnego po ekspulsji stopu granitowego (WEINBERG, 2006). Szliry mogą też się utworzyć w wyniku wytopiania cząstkowego ksenolitów skał metapelitycznych (DIDIER, 1987; WICKHAM, 1987). Obecność szlirów jest charakterystyczna dla granitów typu S (LEFORT, 1991; DIDIER, BARBARIN, 1991).

Stosunkowo najmniej wiadomo na temat **enklaw felzytowych**. Ich badanie — ze względu na mały kontrast barwy i składu mineralnego — jest trudne, a jedyne kryterium rozpoznawcze stanowią tekstury związane z brakiem równowagi w magmie, obserwowane w różnej skali (GROGAN, REAVY, 2002; ROYCROFT, KENNAN, 2000).

1.2. Enklawy w granicie Tatr Wysokich — historia badań i obecny stan wiedzy

Najstarsze opisy enklaw z granitoidów tatrzańskich, autorstwa W. PAWLICY (1918), dotyczą ksenolitów skał wapienno-krzemianowych i metapelitycznych. Obecność kilkudziesięcio- do kilkusetmetrowych sekwencji skał metamorficznych, zanurzonych w magmie granitowej, stwierdzono w rejonie Doliny Wielickiej i Doliny Batyżowieckiej, w graniach Gerlachu, Tępej-Osterwy, na Przełęczy pod Drągiem, w okolicach Lodowego Stawu i Kaczej Doliny (GOREK, 1969). Szczegółowe opisy petrograficzne, analizy minerałów, wraz z próbami interpretacji warunków metamorfizmu, oraz relacji granit — ksenolit pojawiły się dopiero w latach dziewięćdziesiątych XX wieku, a dotyczyły zarówno skał wapienno-krzemianowych (JANAK, 1993), jak i nowych wystąpień ksenolitów skał metapelitycznych w rejonie grani Kończystej (GAWĘDA, PIWKOWSKI, 1996). Wstępna analiza paragenez mineralnych oraz warunków temperatury i ciśnienia w ksenolitach metapelitycznych według GAWĘDY (2005) wskazuje na istnienie czterech epizodów metamorfizmu:

- 1) premagmowego epizodu M_1 , w temperaturze 670—740°C oraz ciśnieniu 12—15 ± 2 kbar,
- 2) wysokotemperaturowego magmowego epizodu M_2 , w temperaturze 813—865°C i ciśnieniu ok. 8—10 kbar,
- 3) wczesnoretrogresywnego epizodu M_3 , wyznaczonego przez reakcję: $Grt + Kfs + stop \Leftrightarrow Bt + Pl + Sil + Qtz$ w zakresie temperatur 790—700°C, przy ciśnieniu rzędu 5—7 kbar,
- 4) epizodu retrogresji i rekryształizacji M_4 w warunkach subsolidusu, w temperaturze 710—600°C i ciśnieniu nieco poniżej 5 kbar, wyznaczonego przez blastezę późnego muskowitu o zaznaczonej strefowości chemicznej.

Warunki metamorfizmu w ksenolitach skał wapienno-krzemianowych zostały skalkulowane na 600—630°C przy ciśnieniu ok. 5 kbar oraz $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,84\text{—}0,92$ (JANAK, 1993).

Zhybrydyzowane enklawy maficzne — znane jako dioryty kwarcowe (KOHUT, JANAK, 1994), były badane po stronie polskiej i po stronie słowackiej, ich wiek został oszacowany metodą datowania cyrkonów na 341 ± 4 mln lat (POLLER i in., 2001). Dioryty kwarcowe interpretowane są jako hybrydalne prekursorzy maficzne względem felzytowej magmy granitoidu Tatr Wysokich, o wyrazistej składowej płaszczowej. Oszacowane warunki temperatury i ciśnienia ($T = 800\text{—}600^\circ\text{C}$, $P = 5 \text{ — } < 2$ kbar) traktuje się jako warunki reakcji składników mineralnych magmy diorytowej z magmą granitoidową oraz przemian pomagmowych (GAWĘDA i in., 2005).

1.3. Cele badawcze pracy

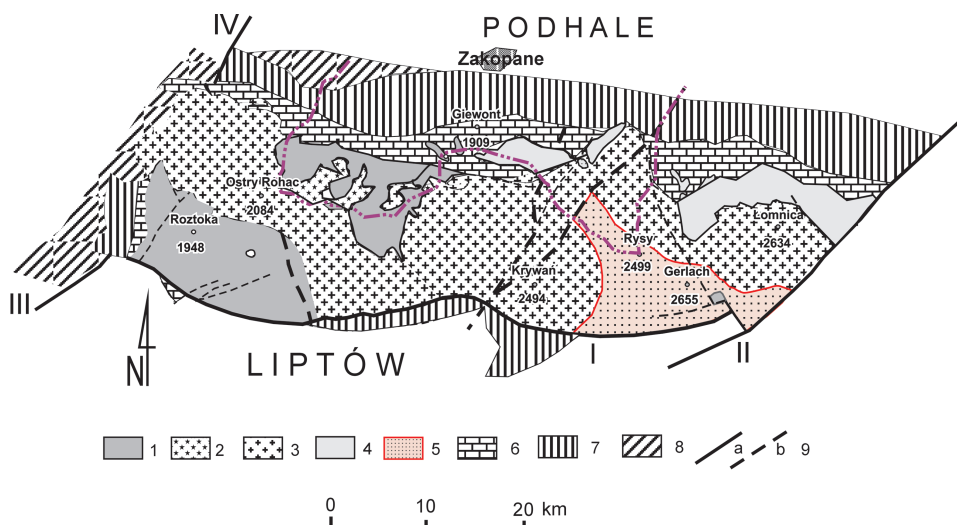
W powszechnym mniemaniu granit tatrzański jest jednorodny i „szary”. Taka opinia nie daje się pogodzić zarówno z obserwacjami terenowymi, jak i petrograficznymi. Rzut oka na zmienność mezoskopową granitoidów Tatr Wysokich w zależności od obecności w nich (lub braku) enklaw oraz ich typów i charakteru pozwala sugerować, iż enklawy wpływały zasadniczo zarówno na warunki krystalizacji granitu (bilans cieplny), jego reologię, w wyniku zaś asymilacji przez granit materiału „obcego” i zmian zawartości oraz jakości fluidu magmowego — także na skład chemiczny i mineralny, a tym samym na wygląd granitoidów.

Cele prezentowanej pracy są następujące:

- charakterystyka warunków geologicznych występowania enklaw w granicie Tatr Wysokich,
- określenie przynależności klasyfikacyjnej enklaw oraz ich charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna, w tym określenie protolitu enklaw i ich potencjalnego związku genetycznego z magmatyzmem granitoidowym,
- wyznaczenie ścieżek zmian ciśnienia i temperatury warunków metamorfizmu różnych typów ksenolitów i interpretacja przyczyn tych zmian,
- określenie petrogenety i wieku izotopowego enklaw skał magmowych w odniesieniu do granitów otoczenia,
- określenie wpływu fizycznego obecności enklaw na warunki stygnięcia i przepływu magmy granitoidowej, w tym związku nagromadzeń porfirokryształów skaleni alkalicznych i ksenolitów oraz określenie typów i genezy szlirów,
- zbudowanie schematycznego modelu petrogenetycznego rozwoju magmatyzmu.

1.4. Zarys budowy geologicznej obszaru badań

Trzon krystaliczny masywu Tatr buduje poligeniczna intruzja granitoidowa oraz — zachowana w zachodniej części masywu — osłona metamorficzna (rys. 1). Zasadniczą (objętościowo) część masywu tatrzańskiego tworzy poligeniczna intruzja granitoidowa, zbudowana z czterech odmian petrograficznych granitoidów, najprawdopodobniej będących odbiciem czterech etapów magmatyzmu (KOHUT, JANAK, 1994; POLLER i in., 2000; PETRIK, 2000). Są to: dioryty kwarcowe, tzw. pospolity granit tatrzański o składzie granodiorytu-tonalitu, granit typu Tatr Wysokich o składzie sjenogranitu i granity typu Goryczkowej.



Rys. 1. Uproszczona mapa geologiczna Tatr (kompilacja wg: KOHUT, JANAK, 1994 — trzon krystaliczny, BAC-MOSZASZWILI, 1996 — serie osadowe i tektonika oraz badania własne autorki) 1 — skały osłony metamorficznej, 2 — alaskity (Tatry Zachodnie), 3 — pospolity granit tatrzański, 4 — granit typu Goryczkowej, 5 — granit typu Tatr Wysokich, 6 — skały mezozoiczne osłony osadowej i płaszczowin wierzchowych, 7 — płaszczowina regłowa dolna, 8 — płaszczowina regłowa górna, 9 — uskoki: a — stwierdzone, b — przypuszczalne; I — uskoki podtatrzański, II — uskoki Drużbaków, III — uskoki choczański, IV — uskoki Krowiarek

Osłona metamorficzna intruzji, dostępna obserwacjom tylko w części zachodniej masywu Tatr (Tatry Zachodnie), jest dwudzielna. Składające się na nią Dolna Jednostka Strukturalna (DJS) i Górna Jednostka Strukturalna (GJS) tworzą charakterystyczną inwersję metamorficzną (KOHUT, JANAK 1994; GAWĘDA i in., 1998). Obie jednostki różnią się charakterem petrograficznym i składem chemicznym. W DJS dominują łupki łyszczykowe, podrzędnie występują gnejsy i amfibolity, warunki metamorfizmu zaś oszacowano na $T = 545\text{--}600^\circ\text{C}$ i $P = 5\text{--}8$ kbar (KOZŁOWSKI, GAWĘDA, 1999). Górną Jednostkę Strukturalną budują zmigmatyzowane gnejsy i amfibolity (BURDA, GAWĘDA, 1997, 1999;

GAWĘDA i in., 2000), kwarcyty grafitowe oraz podrzędnie łupki łyszczykowe. Z wyjątkiem amfibolitów (metabazaltów), pozostałe skały mają protolit osadowy (np. JAROSZEWSKI, 1965; KOZŁOWSKI, GAWĘDA, 1999). Metamorfizm GJS zachodził w warunkach górnej części facji amfibolitowej ($T = 690\text{--}780^\circ\text{C}$, $P = 7,5\text{--}10$ kbar), co sprawia, że większość skał tej jednostki ma charakter migmatyczny. Z nasuwaniem się GJS na DJS wiąże się generacja stopu leukokratycznego i intruzje tzw. alaskitów (JAROSZEWSKI, 1965; GAWĘDA, 2001).

Heterogeniczny granit tatrzański tworzą zasadniczo dwa ze wspomnianych 4 typów granitów: pospolity granit tatrzański oraz granit typu Tatr Wysokich.

Dioryty kwarcowe występują w formie enklaw w obu wspomnianych typach granitów oraz jako sille w skałach osłony metamorficznej (DONIECKI, 2000; GAWĘDA i in., 2005), występowanie zaś granitu typu Goryczkowej jest ograniczone do części „wyspy” krystalicznej Goryczkowej (np. BURCHART, 1970). W przypadku ostatniego ze wspomnianych typów granitów brak jest porównań z innymi rejonami Tatr, dlatego pochodzenie „wyspy” nie jest do końca wyjaśnione.

Obszar badań pokrywa się z obszarem występowania granitu określanego mianem typu Tatr Wysokich, a którego zasięg występowania został wyznaczony także po polskiej stronie granicy (por. mapa wg: KOHUT, JANAK, 1994 oraz rys. 1). Obserwacje terenowe, badania petrograficzne oraz analizy chemiczne próbek granitoidów pobranych z obszaru badań skłoniły mnie do wyróżnienia w obrębie granitów typu Tatr Wysokich dwu odmian petrograficznych. Są to: granit porfirowaty, zawierający charakterystyczne porfirokryształy (lokalnie megakryształy) skalenia alkalicznego, oraz monzogranit biotytowy, lokalnie szlirowaty. Oba typy granitów współwystępują ze sobą na tym samym obszarze, a ich wzajemne relacje wskazują na mieszanie obu magm granitoidowych (GAWĘDA, 2007 b).

Podziękowania

Przeprowadzenie większości badań nie byłoby możliwe bez pomocy wielu osób. Pierwszą z nich jest moja mama, Kazimiera Gawęda, która wspierała mnie w najtrudniejszych momentach, nie przestała we mnie wierzyć, i której tę pracę dedykuję. Serdecznie dziękuję Koleżance dr Jolancie Burdzie za wieloletnią współpracę terenową, wspólne artykuły i niepomiarne długie dyskusje, które dały asumpt wielu wnioskom zawartym w niniejszej pracy. Pani mgr Ewie Teper, Panu dr. Piotrowi Dzierżanowskiemu i Pani Lidii Jeżak dziękuję za pomoc w wykonaniu analiz w mikroobszarze, obrazów w BSE, CL oraz rozkładów powierzchniowych (mappingów) wybranych pierwiastków w minerałach skałotwórczych. Zebranie materiału skalnego oraz wykonanie pomiarów nie byłoby możliwe, gdyby nie pomoc przewodników tatrzańskich: Panów mgr. Roberta

Piwkowskiego i Edwarda Lichoty oraz też pomoc Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego w osobach: dr. Pawła Skawińskiego oraz dr. Stanisława Czubernata. Panu dr. Milanowi Kohutowi (Geologická Služba Slovenskej Republiky) dziękuję za współpracę w zakresie badań diorytów kwarcowych, Panu dr. Igorowi Brosce (Slovenska Akademia Véd) zaś za dyskusję i pomoc w interpretacji znaczenia minerałów akcesorycznych. Koleżance dr. Irinie Gałuskinie dziękuję za informacje i dyskusje na temat równowag mineralnych w skałach wapienno-krzemianowych i za wiele praktycznych rad dotyczących opracowania tych skał. Profesorowi Padhraigowi Kennanowi dziękuję za pomoc przy interpretacji danych izotopowych oraz za cenne uwagi z zakresu petrologii granitoidów. Koledze dr. Eligiuszowi Szelegowi dziękuję za pomoc w wykonaniu wybranych makrofotografii prób skalnych.

Interpretacja wielu danych zawartych w tej pracy zyskała dzięki dyskusjom z uczestnikami konferencji „Eurogranites 2007” oraz dzięki życzliwym uwagom obojga recenzentów: Pani prof. dr hab. Ewy Słaby oraz Pana prof. dr hab. Ryszarda Kryzy.

Dziękuję moim byłym studentom: dr. Arturowi Deditiusowi, mgr. Krzysztofowi Juszczykowi, dr. Tomaszowi Donieckiemu, mgr. Krzysztofowi Szopie i mgr. Patrykowi Dubielowi za pomoc przy opróbowaniu i asystę terenową. Prace magisterskie tych osób w różnym stopniu dotyczyły poruszanych tu problemów.

Większość badań zawartych w tej pracy była finansowana z grantu MNiI 2 P04D 05629, 18% kosztów zostało pokrytych z funduszy Katedry Geochemii, Mineralogii i Petrografii Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, około 4% zaś z funduszu rezerwy Dziekana WNoZ UŚ za 2007 rok.

Aleksandra Gawęda

Enclaves in the High Tatra granite

S u m m a r y

Enclaves are typical objects found commonly in the granitoid plutons. Different genetical types of enclaves are used as indicators of granitoid magma origin, while their mineralogical-petrological characteristics are thought to be the important carriers of information about the dynamics of the magma chamber, interaction with the envelope rocks, of different chemical and genetic characteristics. Commonly the enclaves are the only indicators of changes in temperature and pressure in the magma chamber, as well as the fluctuations of oxygen fugacity and activity of volatiles. In case of lacking envelope rocks or their restricted presence in the field, the enclaves, especially metamorphic rocks xenoliths, are the key for understanding the character of the metamorphic envelope to the intrusion and processes acting during intrusion.

The presence of enclaves in the High Tatra granite was stated in the beginning of the XX century, but their investigations were very restricted. The present author investigations allowed to subdivide the following genetical types of enclaves: xenoliths of metamorphic rocks (including both metapelitic and calc-silicate rocks), surmicaceous rocks, two types of schlieren, enclaves of quartz diorites (hybrid mafic precursors), mafic microgranular enclaves, enclave of apatite melasyenite, enclaves of fine-grained leucogranites. All these enclaves were found inside two petrographical types of High Tatra granite: biotite monzogranite and porphyritic granite.

Seven petrographical varieties of metapelitic xenoliths and 6 petrographical varieties of calc-silicate rocks were found in the xenoliths type. The records of metamorphic conditions (P-T paths) in the separate petrographical varieties of rocks differ from each other. Such a diversification is a result of a different metamorphic history of blocks coming from different levels of lithosphere and different time length of their interaction with granitoid magma. Some of the xenoliths, so called *stoped bloks*, are the evidence of the *magmatic stoping* process — multistage intrusion of the granitoid magma inside the envelope rocks, causing the crushing both the metamorphic rocks and the products of partial solidification of the earliest granite pulses. Xenoliths documenting that stage of development were sinking in the granitoid magma in the opposite direction to the magma intrusion; some of them — especially the big ones — could explode, enabling the physical contamination of the granitoid magma and formation of the A-type schlieren. Internal parts of such xenoliths conserve both the pre-intrusive mineral

assemblages and the age of the pre-intrusive metamorphism (368 Ma) concordant with the migmatization age, revealed in the metamorphic envelope of the Western Tatra Mountains. Xenoliths acted also as the resistors for the flowing magma, causing the loss of its heat and in that way increasing the crystallization rate, lowering diffusion rate and increasing the magma viscosity. As a consequence, the presence of xenoliths could have catalyzed the formation of magmatic layering (B-type schlieren). Enclaves of leucogranites, similar to alaskites found in the Western Tatra Mountains and surmicaceous enclaves were also assumed to be xenoliths. The chemical assimilation of the xenoliths (and country rocks themselves) was very limited.

Enclaves of hybrid quartz diorites (341 Ma), are interpreted as mafic precursors for the High Tatra granite magma. Their chemical and isotopic composition pointed out the lower crustal origin. The cumulate origin was suggested for the ultrapotassic apatite melasyenite, containing over 13 vol.% of apatite. Magmatic processes leading to the origin of that rock were related to magma mixing and mingling, in the large time interval 361—345 Ma.

The youngest — probably concurrent with granite — are the mafic microgranular enclaves. Small portions of the mafic magma showed the mineral composition and textures typical of mixing/mingling processes acting between magmas differing in chemistry and origin. Simultaneously, their presence could explain the relatively high temperatures of metamorphism (exceeding 800°C) found in some xenoliths.

The best explanation for the presence of different types of mafic enclaves in the High Tatra granite is a model of slab break-off. According to that model in a place of the disruption of the subducting southern plate at the depth 48—50 km the place for the mantle plum was formed. The presence of the mantle plum could explain the melting of the upper mantle/lower crust portion and formation of the parent magma for the quartz diorites. Further intensive heat flow could cause melting of the upper crust and as a consequence the formation of the granite magma at depth 20—25 km, intruding further on to the level 12—15 km. The remnants of the mantle-derived component of the granitoid magma are the mafic hybrid portions, which gave rise to the formation of mafic microgranular enclaves. Strong decompression, both predating granitoid magmatism and acting during the granite intrusion is one of typical features of collision-subduction process, which led to lithosphere thickening, slab break-off and sinking of broken slab into the mantle. The influence of the magma mixing/mingling processes to the present-day state of the High Tatra granitoids allows understanding the petrological and geophysical problems, pointing out the complex petrological character of the Tatra granitoid rocks.

Александра Гавенда

Энклавы в гранитах Татр Высоких

Резюме

Ксеногенные объекты (энклавы, ксенолиты, шлиры) повсеместно встречаются в пределах гранитных плутонов. Разные генетические типы энклав используются как индикаторы, определяющие источник гранитных магм. Минералогическое петрологическое изучение энклав дает информацию, отражающую динамику развития магматического очага, характеризующую взаимоотношение магмы с вмещающими породами и процессы ассимиляции и контаминации, а также явления смешивания магм разного состава и генезиса. Очень часто энклавы являются единственными индикаторами смены условий температуры и давления в магме, а также фугитивности кислорода и активности летучих компонентов. В случае, когда вмещающие породы не сохранились или развиты ограниченно, энклавы, а особенно ксенолиты метаморфических пород в гранитах, являются единственным источником информации о характере метаморфических вмещающих пород.

Присутствие энклав в гранитах Татр Высоких было установлено в начале XX века, однако их исследование до настоящего времени было спорадическим. Исследования, проведенные автором, позволили классифицировать энклавы: ксенолиты метаморфических пород (как метапелитовых, так и карбонатно-силикатных), слюдяные энклавы, два типа шлиров, энклавы кварцевых диоритов (гибридные мафические прекурсоры), мафические мелкозернистые энклавы, энклавы апатитового меланосиенита, энклавы мелкозернистых лейкогранитов. Все перечисленные типы энклав находятся в пределах двух петрографических типов гранитов Татр Высоких: биотитового монцогранита и порфириового гранита.

В группе метапелитовых ксенолитов установлено 7 петрографических типов метаморфических пород, а среди карбонатно-силикатных пород выделено 6 петрографических типов. Условия метаморфизма (P-T) отдельных типов петрографических пород отличаются. Различия вызваны разной глубиной образования ксенолитов, их разной геологической историей и разной продолжительностью взаимодействия ксенолитов с магмой. Часть ксенолитов, имеющих характер „остановленных блоков”, доказывает действие процесса, называемого *magmatic stoping* и представляющего собой многократное внедрение гранитной магмы в пределах вмещающих пород, с чем связано также дробление

перекрывающих метаморфических пород и гранитов ранних этапов внедрения. Ксенолиты, документирующие этот этап, погружались в гранитную магму, вращаясь в направлении обратном к направлению движения поднимающейся магмы; некоторые ксенолиты могли взрываться, что упрощало физическую контаминацию гранитодной магмы и способствовало образованию шлиров А типа. Внутренние части этих ксенолитов сохраняют протоинтрузивные минеральные парагенезисы с возрастом 368 млн. лет, соответствующим возрасту мигматизации во вмещающих метаморфических породах Западных Татр. Ксенолиты затрудняли продвижение магмы, отбирая часть ее тепла, косвенно влияя на скорость кристаллизации, тормозя диффузию и увеличивая вязкость магмы. В результате, присутствие ксенолитов могло привести к образованию магматической слоистости (шлиры В типа). Характер ксенолитов имеют также лейкогранитовые (их минеральный и химический состав аналогичен аляскитам Западных Татр) и слюдянные энклавы. Ксенолиты не вызвали значительной химической контаминации магмы.

Энклавы гибридных кварцевых диоритов (341 млн. лет) имеют характер мафических прекурсоров гранитной магмы Татр Высоких. Их химический и изотопный состав указывает, что источник первичной магмы находился в нижней части земной коры. Ультракалиевый апатитовый меланосиенит, содержащий больше 13% апатита, зарождался на еще больших глубинах (~ 8 kbar), возраст породы (а следовательно и магмы, связанной, вероятно, с процессом формирования кумулятов) установлена на интервал 361—345 млн. лет. Самыми молодыми, одновозрастными с гранитом, являются мафические микрозернистые энклавы. Небольшие энклавы — продукты темноцветной магмы, имеют минеральный состав и структуры, отвечающие процессам смешивания различающихся химически и генетически магм. Одновременно, участие магмы такого типа объясняет относительно высокие температуры метаморфических преобразований, отмеченных в некоторых типах ксенолитов.

Интерпретация присутствия разных типов мафических энклав объясняет модель разламывания плиты в зоне субдукции. Согласно этой модели в месте разрыва плиты на глубине около 48—50 км образуется плюм. Присутствием мантийного плюма можно объяснить плавление верхней мантии/нижней земной коры и образование материнской магмы кварцевых диоритов. Дальнейший более интенсивный тепловой поток мог вызвать плавление верхней земной коры и, как следствие, образование на глубине около 20—25 км гранитоидной магмы, внедряющейся до уровня 12—15 км. Остатки „мантийной” составляющей гранитоидной магмы — это темноцветные гибридные магмы, являющиеся источником микрозернистых энклав. Сильная декомпрессия, предшествующая гранитоидному магматизму и сопутствующая гранитной интрузии, является одним из признаков, возникающих непосредственно в результате коллизии, субдукции, приводящей до утолщения литосферы, и погружения сломанной плиты. Документация процессов смешивания химически и генетически разных магм, влияющих на характер гранитоидных пород в Татрах, позволяет лучше понять ранее полученные петрологические и геофизические данные, указывающие на сложный характер палеомагнитной записи в гранитах Татр.