

## Granity typu A w kompleksie mazurskim — przyczynek do dyskusji o klasyfikacji granitów

Aleksandra Gawęda<sup>1</sup>, Ewa Krzemińska<sup>2</sup>, Janina Wiszniewska<sup>2</sup>



A. Gawęda

E. Krzemińska

J. Wiszniewska

**A-type granites in the Mazury Complex — contribution to world-wide discussion on granite classification.** *Prz. Geol.*, 57: 478–485.

*A b s t r a c t.* The modern geochemical classification of granitic rocks is based upon diverse criteria such as: mineralogy, geochemistry, tectonic environment and their origin. The alphabetic classification of S, I, M and A-type granites have been used to facilitate recognition of the origin, chemical composition and geotectonic setting. Of these, the A-type term has generated worldwide discussions in petrological communities. The authors discuss the geochemical, mineralogical and geotectonic features as well as the question of source rocks and co-genetic rock complexes of A-type granites at the example of the Mazury granitoid complex. The Mesoproterozoic Mazury

Complex from the crystalline basement of East European Craton represents A-type group of granitoids, plotting in WPG (Within Plate Granites) and A2 type fields. The obtained results confirm usability and at the same time practical diagnostic value of the term of A-type for defining a special type of granites, distinguishable from the other ones.

**Key words:** granitoid rocks, classification, granitoid Mazury Complex

Intruzje plutonów granitoidowych są głównym składnikiem skorupy ziemskiej. Ich geneza, cechy fizyczne i petrologiczne są ściśle związane z geodynamiką i ewolucją globu ziemskiego, stąd szczegółowe badania petrologiczne granitoidów są kluczowe dla rozpoznania mechanizmów i historii kształtowania się skorupy ziemskiej. Koncepcja klasyfikacji geochemicznej granitoidów odnoszącej się do warunków geotektonicznych powstała w latach 70. XX wieku. Wyróżniono wtedy dwa typy granitów, różniące się składem chemicznym i cechami petrograficznymi, i określono je literowymi symbolami S (*sedimentary*) oraz I (*igneous*) (Chappell & White, 1974; White & Chappell, 1977). Symbol S wskazuje, że protolitem podlegającym procesowi topienia cząstkowego były skały górnej skorupy kontynentalnej, natomiast symbol I wskazuje, iż topieniu podlegał protolit magmowy z dolnej skorupy kontynentalnej. Koncepcja oznaczeń literowych została rozwinięta w 1979 r., gdy White zdefiniował granity typu M, jako toleaitowe stopy płaszczowe o cechach plagiogranitów, powstałe w wyniku topienia cząstkowego materiału subdukowanego w strefach kolizyjnych lub grzbietów śródoceanicznych (White, 1979). Współcześnie przyjmuje się, że magmy źródłowe granitów typu M powstają w środowiskach łuków (*Arc Tholeiitic Granitoids* = ATG — wg Barbarin, 1999) oraz ryftów śródoceanicznych (*Mid-ocean Ridge Tholeiitic Granitoids* = RTG — wg Barbarin, 1999, por. tab. 1). Granity I, S oraz M były, w założeniu autorów tych wydzieleni, związane z procesami kolizyjnymi. W roku 1979 Loiselle i Wones zaproponowali wydzielenie granitów typu A, które w przeciwieństwie do trzech poprzednich typów stanowiły stopy nie związane z kolizją lub subdukcją (anorogeniczne = *anorogenic*) i były charakterystyczne dla stref ekstensyjnych, o cechach ryftowych oraz — co istotne — reprezentowały sfracjonowaną magmę płaszczu, intrudującą w obręb skorupy (Loiselle & Wones, 1979). Symbol A ma w odniesieniu do tego szczególnego typu granitoidów także

kilka innych znaczeń: alkaliczny (*alkaline*), zawierający tylko minerały bezwodne (*anhydrous*), a więc reprezentujący stopy ubogie w wodę, za to bogate we fluor i tzw. pierwiastki niedopasowane (Eby, 1990; Bonin, 2007). Granity typu A przez pewien czas były uważane za synonim kompleksów pierścieniowych. W toku badań geologicznych stwierdzono, iż klasyczne granity typu A występują w tarczach prekambryjskich, gdzie tworzą głęboko osadzone plutony, związane genetycznie z masywami anortozytów i charnockitów, podczas gdy alkaliczne kompleksy pierścieniowe są typowe dla obszarów o konsolidacji fanerozoicznej i nie wykazują związku z asocjacją typu AMCG — anortozyt-mangeryt-charnockit-granit (rapakiwi) (Condie, 1991; Bonin, 2007). Skały maficzne współwystępujące z granitami typu A są interpretowane jako kumulaty po wydzieleniu sfracjonowanego stopu felzytowego (McBirney, 1996).

Chociaż nowe wydzielenie granitów dobrze pasowało do literowego zespołu S – I – M – A (tab. 1), już od momentu jego wprowadzenia wzbudziło liczne kontrowersje. Głównym powodem była, paradoksalnie, wieloznaczenność zaproponowanej litery A. Oprócz tego granity zaliczane do typów S, I, M były genetycznie związane z reżimami kolizyjnymi, podczas gdy typ A reprezentował granity anorogeniczne, o przeważnie płaszczowym (Bonin, 2007) lub dolnoskorupowym pochodzeniu (Duchesne i in., 1999, 2008). Geneza tych stopów jest do dziś dyskusyjna, a proponowane modele genetyczne obejmują następujące procesy (wg Zhao i in., 2008):

- ❑ frakcjonalna krystalizacja alkalicznej magmy bazaltowej (Loiselle & Wones, 1979);
- ❑ topienie cząstkowe granulitów dolnej skorupy (Collins i in., 1982);
- ❑ wysokotemperaturowe topienie cząstkowe protolitu granitowego typu I (King i in., 1997);
- ❑ topienie cząstkowe bezwodnego protolitu charnockitowego (Landenberger & Collins, 1996).

Z powodu dyskusyjnej genezy stopu i typu protolitu część badaczy podaje w wątpliwość sens wydzielenia granitów typu A, w ostateczności akceptując istnienie typu A jako podtypu granitów I. Zestawienie wyróżnianych obecnie, głównych typów granitoidów prezentuje tabela 1.

<sup>1</sup>Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, aleksandra.gaweda@us.edu.pl

<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, ewa.krzemińska@pgi.gov.pl, janina.wiszniewska@pgi.gov.pl

Klasyfikacje genetyczne granitoidów zawsze stanowiły temat sporny w dyskusjach petrologicznych. W ostatnich kilku latach na konferencjach, sesjach i kongresach geologicznych trwa nieprzerwanie dyskusja i spór dotyczący granitoidów typu A (GAC MAC, 2008 w Quebec City, 33 IGC w Oslo). W roku 2005 zatwierdzono nowy projekt IGCP 510 pt. *Granity typu A i skały towarzyszące w czasie geologicznym (A-type granites and related rocks through time)*, który ma na celu przeprowadzenie globalnych korelacji granitów typu A i skał im towarzyszących, a także zbadanie związanej z nimi mineralizacji oraz znaczenia w rozwoju litosfery. Autorki tego artykułu uczestniczą w pracach projektu IGCP 510 i biorą aktywny udział w dyskusji dotyczącej wyróżnienia tego typu skał w Polsce.

Celem prezentowanej pracy jest przedyskutowanie zasadności wydzielenia granitów typu A w świetle badań granitoidów kompleksu mazurskiego w Polsce północno-wschodniej. Kraton wschodnioeuropejski, a w szczególności mezoproterozoiczny kompleks mazurski, z występującą tu facją skał AMCG — anortozyt-mangeryt-charnockit-granit (rapakiwi) jest jedynym, stwierdzonym do tej pory wystąpieniem granitoidów typu A w Polsce.

### Podstawy wyróżnienia granitów typu A

**Kryteria geochemiczne.** Podstawowym kryterium geochemicznym jest alkaliczność granitów typu A. Cecha ta jest wyrażona relatywnie niskimi wartościami wskaźników A/NK i A/CNK, co powoduje projekcję próbek w polu peralkalicznym lub metaluminowym, rzadko peraluminowym (Bonin, 2007, ryc. 1A, B). W przypadku projekcji w układzie A/NK vs A/CNK (Shand, 1943, ryc. 1B) wskazana jest ostrożność, związana z koniecznością korekty udziału Ca związanego w apatyte ( $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO - 3,33 P_2O_5)$ ) wg Sheppard i in., 2003). Zawartość fosforu w granitach typu A nie jest wysoka, co odróżnia je od wysokofosforowych granitów typu S, tym niemniej w niektórych przypad-

kach (np. kumulatów zawierających apatyt, por Gawęda, 2008), skorygowanie udziału  $P_2O_5$  może mieć istotne znaczenie. Wartości A/CNK prezentowane na ryc. 1 zostały skorygowane względem  $P_2O_5$ .

Kolejna, ważna cecha granitów typu A to wzbogacenie w żelazo, wyrażone względnie wysokim wskaźnikiem  $FeO_T/(FeO_T + MgO) > 0,446 + 0,0046\%$  wag.  $SiO_2$  (por. Frost i in., 2001) lub proporcją  $FeO_T/MgO$  (Whalen i in., 1987, ryc. 2A). Minerale maficzne zawarte w badanych próbkach granitów typu A konsekwentnie wykazują wartości indeksu femicznosci podobne do tych z całych skał.

W granitoidach typu A obserwuje się wyraźne wzbogacenie w pierwiastki niedopasowane z grupy HFSE (ryc. 2B). Czynniki te powoduje, iż na diagramach klasyfikacyjnych Pearce'a i in. (1989) granity typu A lokują się w polu granitów wewnątrzpłytkowych (WPG — ryc. 2A, B), co dało podstawę do ich sklasyfikowania jako intruzji związanych z ryftami wewnątrzpłytkowymi (Tollo i in., 2004). W przypadku stosowania klasyfikacji geotektonicznych Pearce'a i in. (1984), niezbędna jest jednak ostrożność, gdyż pozycja analizowanych skał na diagramach klasyfikacyjnych może bardziej odpowiadać topionemu materiałowi źródłowemu niż rzeczywistym warunkom tworzenia się magmy źródłowej (Landenberger & Collins, 1996; Förster i in., 1997). Innym problemem jest możliwość lokalnego podkoncentrowania minerałów ciężkich, będących nośnikami HFSE (jak np. cyrkon, monacyt, ksenotym, apatyt) w toku procesu tworzenia się kumulatów granitowych (por. Collins i in., 2006; Gawęda, 2008), które powodują problemy interpretacyjne.

Kolejną ważną cechą wyróżniającą granity typu A od pozostałych (I, S, M) jest podwyższona zawartość Ga. Jest to najbardziej reprezentatywny i najczęściej stosowany wskaźnik, pozwalający wyodrębnić granity typu A za pomocą diagramu zaproponowanego przez Whalena i in. (1987 — ryc. 2B), na którym granity typu A są rozpozna-

**Tab. 1. Uprozczone zestawienie głównych klasyfikacji granitów (wg Shand, 1943; Maniar & Piccoli, 1989; Barbarin, 1999; Bonin, 2007)**  
Table 1. Simplified table showing relationships between classification and petrogenetic types (after Shand, 1943; Maniar & Piccoli, 1989; Barbarin, 1999; Bonin, 2007)

S		I		M		A	Loiselle & Wones (1979)	
CCG		VAG		ORG		WPG	Maniar & Piccoli (1989)	
MPG	CPG	KCG	ACG	ATG	RTG	PAG	Barbarin (1999)	
Peraluminowe <i>Peraluminous</i> ASI > 1,1		Metaluminowe <i>Metaluminous</i> ASI < 1,1				Peralkaliczne <i>Peralkaline</i> ASI > 1,1 Metaluminowe <i>Metaluminous</i> ASI < 1		Shand (1943)
Zawiera minerały Al <i>Contains Al minerals</i>		Brak minerałów Al, obecna hornblenda <i>Lack of Al minerals, hornblende present</i>				Krzemiany Fe <i>Fe-silicates</i>		Bonin (2007)
Topione sekwencje metaosadowe <i>Melted metasedimentary sequences</i>		Topione skały magmowe dolnej skorupy <i>Melted lower crustal igneous rocks</i>		Topiony subdukowany materiał skorupy oceanicznej lub łuku wyspowego <i>Melted subducted oceanic crust or island arc (OIB)</i>		Topione maficzne skały płaszczka lub dolnej skorupy lub residua felzytowo-granulitowe <i>Melted mafic mantle rocks or lower crust or felsite-granulite residuum</i>		Bonin (2007) Barbarin (1999)

**ACG** — wapniowo-alkaliczne granitoidy zawierające amfibole, *amphibole bearing calc-alkaline granitoids*;

**ATG** — granitoidy łuków toleitowych, *arc-tholeiitic granitoids*;

**CCG** — granity kolizji kontynentalnych, *continental collision granites*;

**CPG** — peraluminowe granitoidy zawierające kordieryt, *cordierite-bearing peraluminous granitoids*;

**KCG** — wapniowo-alkaliczne granitoidy bogate w potas, *K-rich calc-alkaline granitoids*;

**MPG** — peraluminowe granitoidy zawierające muskowit, *muscovite bearing peraluminous granitoids*;

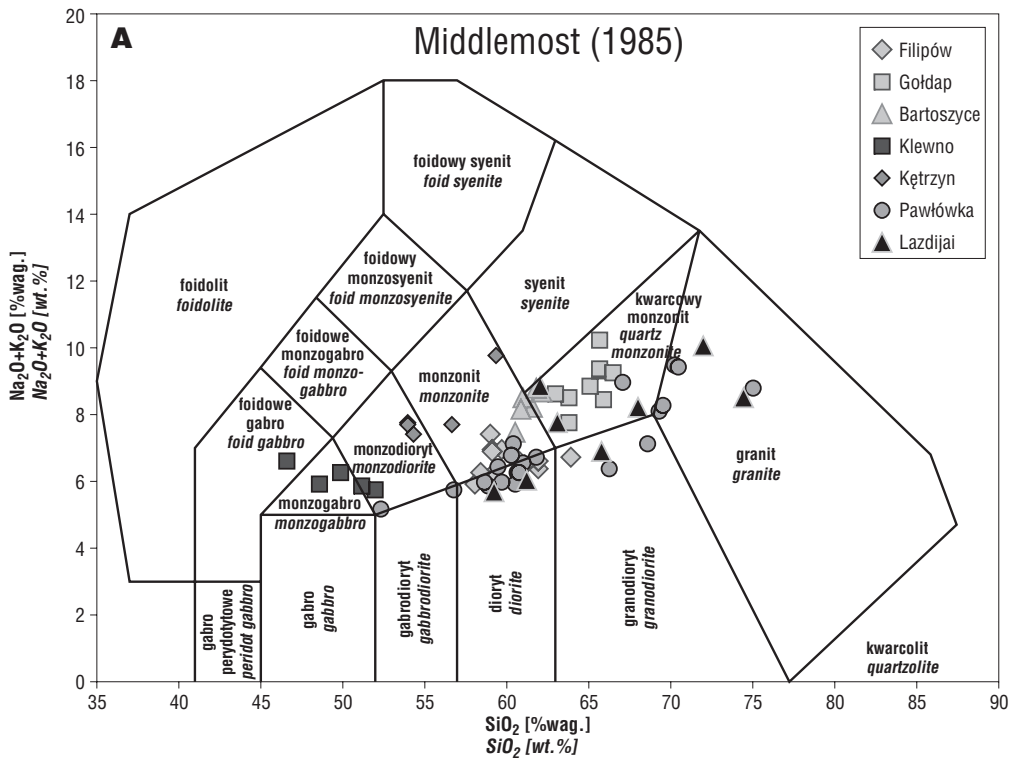
**ORG** — granity grzbietu oceanicznego, *oceanic ridge granites*;

**PAG** — granitoidy peralkaliczne i alkaliczne, *peralkaline and alkaline granitoids*;

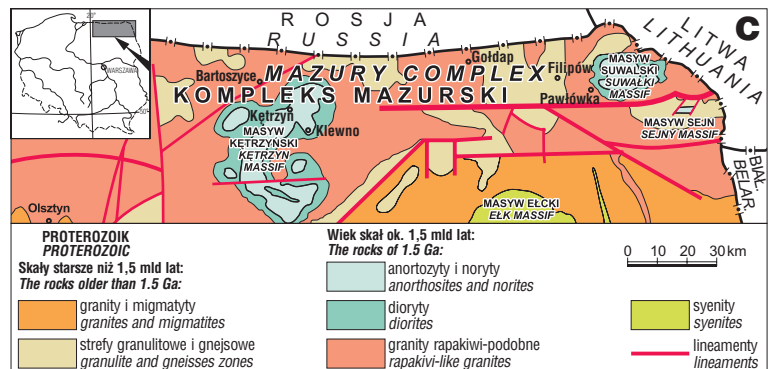
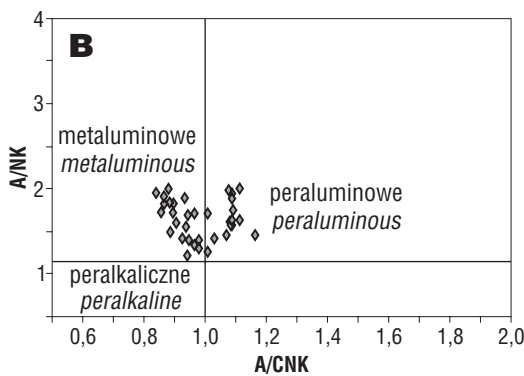
**RTG** — granitoidy grzbietów śród-oceanicznych, *mid-oceanic ridge granitoids*;

**VAG** — granity łuku wulkanicznego, *volcanic arc granites*;

**WPG** — granity wewnątrzpłytkowe, *within plate granites*.



**Ryc. 1.** A — Pozycja granitów kompleksu mazurskiego w klasyfikacji TAS wg Middlemosta (1985); B — Pozycja granitów kompleksu mazurskiego na diagramie A/CNK versus A/NK wg Shanda (1943); C — Lokalizacja kompleksu mazurskiego

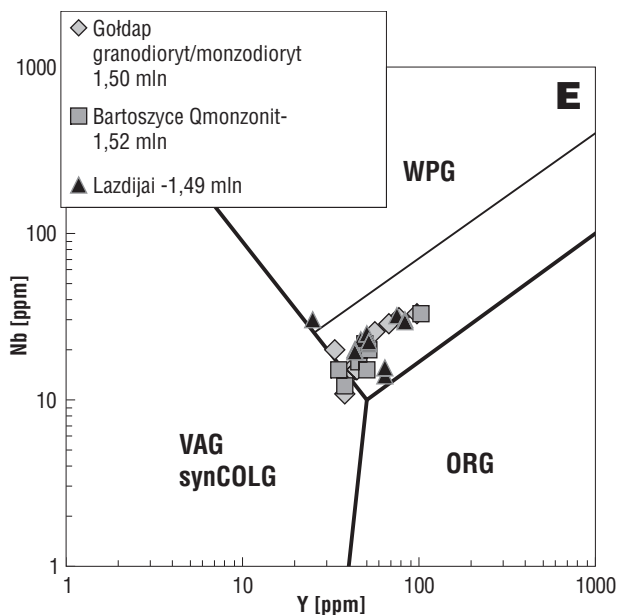
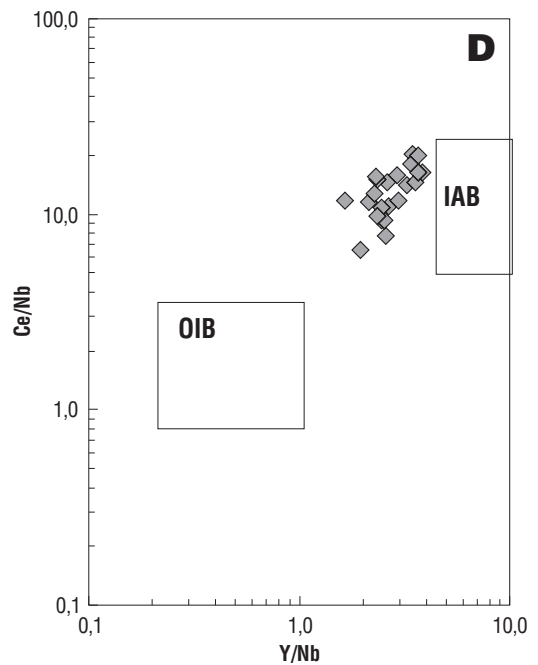
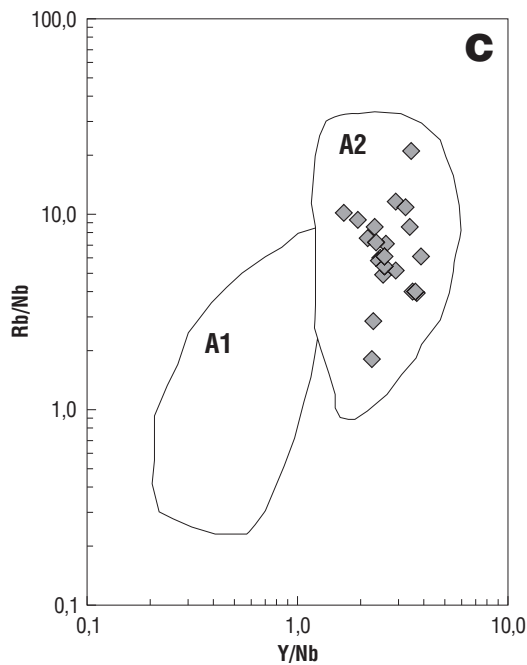
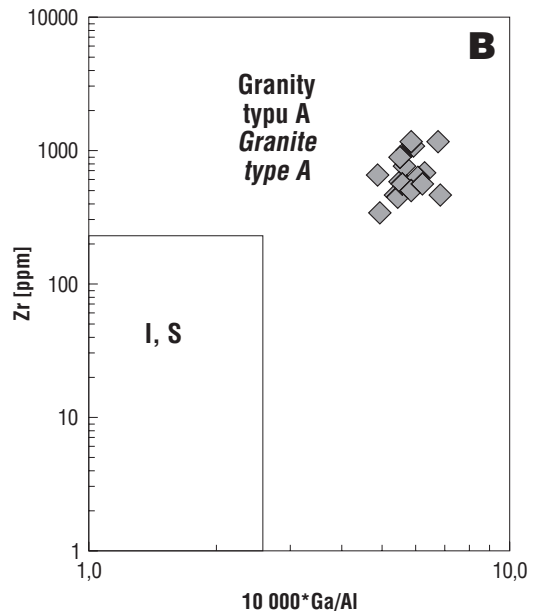
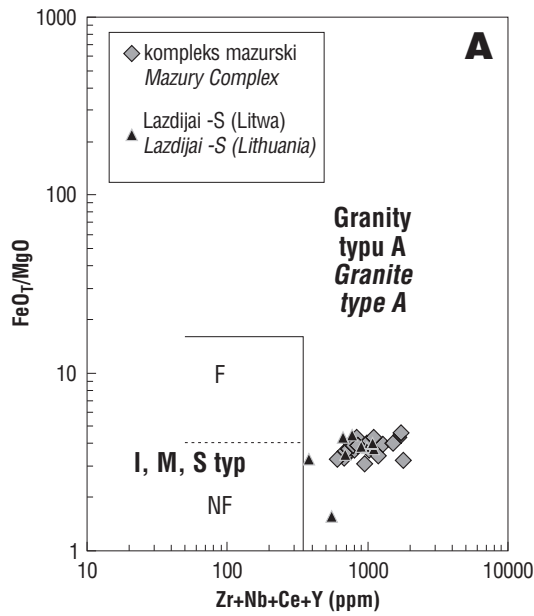


**Ryc. 2.** Geochemiczna klasyfikacja mezoproterozoicznych granitoidów z kompleksu mazurskiego: A i B — kryteria wprowadzone przez Whalena i in. (1987) wskazują na klasyczny typ A granitoidów mazurskich oraz komagmowych granitoidów z południowej Litwy, rejon Łazdijai; C — podział granitoidów typu A zaproponowany przez Eby'ego (1992). Wartości Rb/Nb vs Y/Nb dla granitoidów mazurskich projektują się w polu A2, świadcząc o cechach postkolizyjnych, postorogenicznych i anorogenicznych; D — stosunki śladowych pierwiastków niedopasowanych Y/Nb vs Ce/Nb (Eby, 1992) są dalekie od typowych parametrów, jakie mają magmy generowane w oceanicznych łukach (OIB) i odbiegają też od średnich bazaltów łuków wysp (IAB); E — diagram oceniający środowisko geotektoniczne sposobem Pearce'a i in. (1984). Projekcje diorytów i granodiorytów (wiercenia Filipów, Gołdap, Bartoszyce, Pawłówka) świadczą o wewnątrzplytowym (WPG) środowisku generacji magmy.

Skróty: VAG — granity łuków wulkanicznych, ORG — granity grzbietów oceanicznych, syn-COLG — granity synkolizyjne; F — granity frakcjonowane, NF — granity niefrakcjonowane; A1 — środowisko ryftów kontynentalnych lub magmatyzmu wywołanego pióropuszem płaszczu

**Fig. 2.** Geochemical classification of the Mesoproterozoic Mazury Complex granitoids: A and B — Whalen et al. (1987) diagrams indicate classical A-type position for plotted Mazury granitoids and comagmatic Lithuanian granitoids from Łazdijai region, southern Lithuania; C — Chemical subdivision of the A-type granitoids proposed by Eby (1992). Rb/Nb vs Y/Nb for Mazury granitoids plots in the A2 field, suggesting post-collisional, post-orogenic and anorogenic environments; D — Y/Nb vs Ce/Nb (Eby, 1992) for Mazury granitoids plots far away from typical parameters for Ocean Island Basalts (OIB) and Island Arc Basalts (IAB) sources; E — Geotectonic environments diagram by Pearce et al. (1984). Diorite and granodiorite samples from Filipów, Gołdap, Bartoszyce, Pawłówka borehole plots in the Within Plate Granite (WPG) field

Abbreviations: : VAG — volcanic arc granites, ORG — oceanic ridge granites, syn-COLG — syn-collisional granites; F — fractionated granites, NF — non-fractionated granites, A1 — continental rift environment or mantle plume magmatism



walne dzięki wysokiej zawartości Ga oraz pierwiastków z grupy HFSE (Zr, Nb, REE i Y).

Granity typu A cechuje najniższa możliwa dla skał granitoidowych zawartość wody w magmie (2–4,3% wag., Clemens i in., 1986) i podwyższona zawartość fluoru, która powoduje pojawienie się minerałów F (np. topazu) lub krystalizację amfiboli i łuszczyków zasobnych we fluor.

Temperatura saturacji cyrkonem (Zr) magmy granitowej typu A osiąga wysokie wartości, zawsze powyżej 800°C (Watson & Harrison, 1983), co implikuje temperatury topienia protolitu powyżej 900°C (Zhao i in., 2008).

**Kryteria mineralogiczne.** Powszechną cechą mineralogiczną granitów typu A jest występowanie struktury typu rapakiwi, która wyraża się obecnością owoidów skalenia potasowego z obwódką oligoklaz (np. granity rapakiwi z rejonu Wyborga, ryc. 3A), zaokrąglonych megakryształów kwarcu z obwódkami innych minerałów oraz euhedralnych megakryształów plagioklazów, tkwiących w drobnokrystalicznym matriksie (Eklund &

Shebanov, 1999). Geneza struktur typu rapakiwi jest szeroko dyskutowana od wielu lat, a jej tworzenie może być związane albo z dekompresją (Nekvasil, 1991; Eklund & Shebanov, 1999) albo z mieszanym magm maficznych i felzytowych (Słaby i in., 2002, 2007). Bez względu na przyjętą koncepcję genezy danego plutonu autorzy są zgodni, iż dominującym czynnikiem w powstaniu tego typu struktur jest aktywność wody. W warunkach wysokiej aktywności H<sub>2</sub>O preferowane fazy krystalizujące z magmy granitoidowej to skałki potasowy i kwarc, natomiast spadek zawartości H<sub>2</sub>O powoduje przesunięcie układu w pole stabilności plagioklastu.

Obserwuje się także obecność faz mineralnych zawierających fluor, wynikającą ze wspomnianej podwyższonej zawartości tego pierwiastka, i dominację „bezwodnych” zespołów mineralnych.

Granity typu A mogą należeć do dwóch przeciwnych serii mineralogicznych: ilmenitowej i magnetytowej (Ishihara, 1978; Anderson & Morrison, 2005; Frost & Frost, 1997).

**Kogenetyczne zespoły skalne.** Większość opisanych dotąd granitów typu A współwystępuje i jest genetycznie związana z anortozytami i kompleksami gabrowo-diorytowymi, często o cechach intruzji warstwowych (np. intruzje archaiczne w Afryce: McBirney, 1996). W odniesieniu do proterozoicznych asocjacji zawierających granity piroksenowe (charnockity) stosuje się termin formacja AMCG (anortozyt-mangeryt-charnockit-granit [rapakiwi]). W jej obrębie granity typu A wykazują tendencję do projektowania się wzdłuż krzywej frakcjonacji magmy typowej dla warunków redukcyjnych. Proterozoiczne i paleozoiczne intruzje typu A współwystępują często z granitami typu I (np. Zhao i in., 2008), natomiast mezozoiczne, afrykańskie granity anorogeniczne kompleksów pierścieniowych współwystępują ze skałami wulkanicznymi o urozmaiconym składzie (od ryolitów do karbonatytów — por. Minnigam i in., 2000).

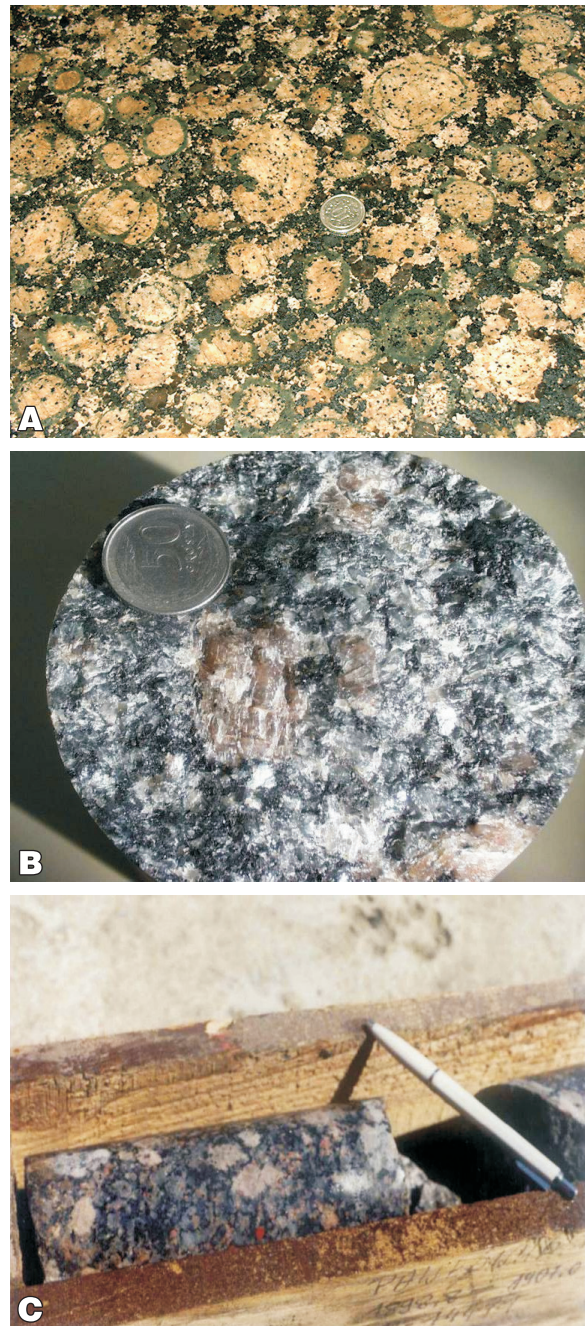
**Skały źródłowe.** Granity typu A różnią się od pozostałych granitów rodzajem skał źródłowych — są to na ogół przetopione w warunkach niskich ciśnień (ok. 4 kbar, Patino-Douce, 1999) maficzne skały płaszczka lub dolnej skorupy albo residua felzytowe (granulitowe) pozostałe po starszych etapach topienia cząstkowego, lub też przetopione skały z grupy charnockitu (Zhao i in., 2008). Bez względu na przyjętą koncepcję, po zrzuceniu kumulatu o składzie gabra-anortozytu, magma macierzysta ulegała krystalizacji frakcjonalnej (Vander Auwera i in., 2008). W niektórych przypadkach nie wyklucza się hybrydyzacji bazaltową magmą z płaszczka Ziemi (Clemens i in., 1986; Patino-Douce, 1999; Dall’Agnol & Oliveira, 2007).

**Warunki geotektoniczne intruzji.** Plutony granitów typu A zwykle są związane z wydarzeniami orogenicznymi, ale wiek posadowienia intruzji jest młodszy, późnoorogeniczny lub postkolizyjny. Intruzje te występują w obrębie stabilnych obszarów kratonicznych o pogrubionej litosferze (Bonin, 2007). Uderzający jest związek granitów typu A z lineamentami, które — w warunkach ekstensyjnych — mogły stanowić drogi migracji magmy oraz fluidów pomagmowych odpowiedzialnych za mineralizację pomagmową, często o znaczeniu ekonomicznym (Azzoni-Sekkal i in., 2003).

## Granitoidy typu A z kompleksu mazurskiego

Granity o cechach odpowiadających typowi A występują w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski. Wykazują one wiele podobieństw do ogromnych mezoproterozoicznych intruzji granitów o charakterystycznych teksturach typu rapakiwi w Fennoskandynawii (Wyborg, Oland, Åland, Vehmaa, ryc. 3A).

Granitoidy kompleksu mazurskiego są elementem sekwencji anortozytowo-mangerytowo-charnockitowo-gra-



Ryc. 3. Tekstury granitów rapakiwi z masywu Wyborga w Finlandii (A) oraz tekstury pojawiające się w wielu próbkach skał kompleksu mazurskiego, np. we fragmencie rdzenia z wiercenia Boksze PIG-1 (B) i fragmencie rdzenia wiertniczego z otworu Pawłówka PIG-1 (C)

Fig. 3. Rapakivi-type structure in granites from the Wiborg Massif, Finland (A), and occurring in many samples from the Mazury Complex, e.g. in core samples from Boksze PIG-1 (B) and Pawłówka PIG-1 (C) boreholes

nitoidowej — AMCG (Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in., 2003; Bagiński i in., 2007), jednak, mimo że ich skład chemiczny jest analogiczny do składu skandynawskich odpowiedników, nie mają tak wyrazistych, charakterystycznych struktur typu rapakiwi (ryc. 3.A, B, C). Cechą charakterystyczną tych granitów jest obecność porfirokryształów perytowego skalenia potasowego o wielkości 3–5 cm, a tylko lokalnie z widocznymi obwódkami oligoklazów (struktury typu rapakiwi) i megakryształów plagioklazów ( $An_{28-37}$ ) o wielkości 0,5–5 cm. Skalenie potasowe charakteryzują się zmiennym podstawieniem Ba w strukturze skalenia potasowego (np. w profilu otworu Bilwinowo, w próbkach pobranych ze stropowej części intruzji zawartość BaO w skaleniu zmienia się od 0,1% wag. w centrum do 0,8% wag. przy brzegu kryształu, a w próbkach pobranych z większych głębokości — od 1,3% wag. w środku do 2,6% wag. przy brzegu kryształu). Dominującym minerałem maficznym jest amfibol (hornblenda), wapniowy klinopiroksen i biotyt. Pojawiają się także wtórne amfibole zastępujące pierwotne klinopirokseny. Akcesorycznie występują: apatyt, cyrkon, tytanit, monacyt, allanit oraz przerosty ilmenitu i magnetytu.

Wiek granitoidów mazurskich został określony na podstawie analiz U-Pb wieku cyrkonów metodą klasyczną na 1548–1499 mln lat (Wiszniewska, 2002; Dörr i in., 2002; Wiszniewska i in., 2007), a więc jest nieco młodszy od typowych fińskich granitów rapakiwi, co jest zgodne z ogólnym trendem zmian wieku proterozoicznego magmatyzmu anorogenicznego w Fennoskandynawii (Dörr i in., 2002). W profilach skał magmowych obok dominujących diorytów i granodiorytów, kwarcowych monzonitów i monzonitów udokumentowano obecność członów maficznych: gabr i gabrodiorytów. Granitoidy mazurskie są metaluminiowe lub słabo peraluminowe ( $ASI = 0,845-1,195$ ), peralkaliczne (wysokopotasowe do shoshonitowych) i silnie żelaziste ( $FeOT/MgO = 0,75-0,85$ , Duchesne i in., 2009). Są także wzbogacone w pierwiastki niedopasowane z grupy HFSE oraz REE, przy czym skały maficzne współwystępujące z granitami mają wyraźnie niższe udziały pierwiastków HFSE.

Wysoka zawartość Zr, Nb, REE (suma Zr, Nb, REE, Y > 670 ppm), a także Ga (> 21 ppm) jest typowa dla granitów typu A (ryc. 2A, B) w ujęciu Whalena i in. (1987). Skały mazurskie, podobnie jak i ich synchroniczne i komagmowe odpowiedniki z południowej Litwy, z rejonu Lazdijai, dzięki stałej, diagnostycznej, bardzo wysokiej zawartości Ga oraz pierwiastków z grupy HFSE (Zr, Nb, REE, Y), należą do klasycznych przykładów granitoidów typu A.

Wzbogacenie granitoidów mazurskich w pierwiastki niedopasowane, w tym Nb i Y, powoduje, iż na diagramach klasyfikacyjnych Pearce'a i in. (1984) projekcje lokują się w polu granitów wewnątrzpłytowych — WPG (ryc. 2E). Tak jak we wszystkich klasyfikacjach geotektonicznych niezbędne jest tu konsekwentne stosowanie dyskryminatorów tylko dla tych typów skał, dla których zostały skonstruowane (tu granitoidów). Pozycja skał maficznych: gabr, gabronorytów o małej zawartości Y i Nb (np. noryty z Sejn — Y i Nb, odpowiednio 4–8 ppm i 2–4 ppm), na wspomnianych diagramach klasyfikacyjnych nie jest diagnostyczna i nie ma związku z rzeczywistym środowiskiem geotektonicznym — w konsekwencji często może powodować błędne interpretacje (*vide* Skridlaite i in., 2003).

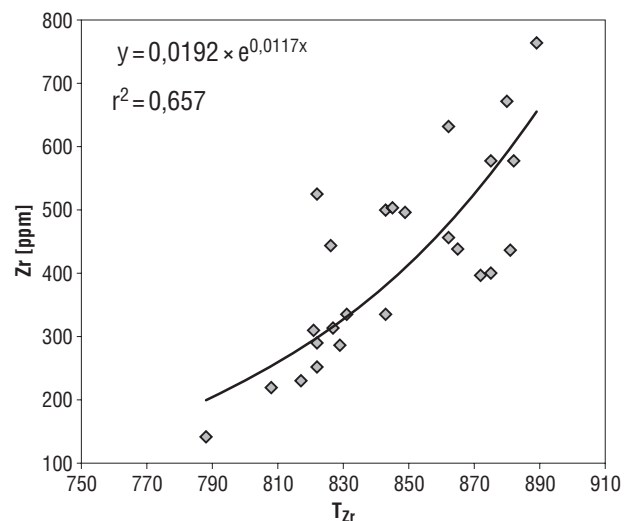
Uwzględniając diagram Rb/Nb *versus* Y/Nb i alternatywny podział granitoidów typu A (Eby, 1992) na dwa zasadniczo różne typy środowisk generowania magm, należy przyjąć, że granitoidy mazurskie plasują się w grupie skał

postkolizyjnych, postorogenicznych i anorogenicznych (projekcje w A2 — ryc. 2C, D), nie mają natomiast cech magm ryftów kontynentalnych i magm generowanych pod wpływem pióropusza płaszczu (projekcje w A1 — ryc. 2C, D).

## Dyskusja

**Celowość wydzielenia granitów typu A w świetle dostępnej literatury.** Klasyfikacje granitów zawsze wzbudzały dyskusje wśród geologów. Problemy związane z odniesieniem klasyfikacji do genezy granitów są szczególnie intensywnie dyskutowane, gdyż są pokłosiem dywagacji na temat warunków tworzenia się i rozwoju skorupy kontynentalnej. Wydzielenie granitów typu A wzbudzało kontrowersje, odkąd zaistniało w literaturze geologicznej. Wydzielenie to nie zawsze jest jednoznaczne, tym niemniej zdefiniowanie warunków powstawania granitów o charakterystykach uznanych jako typ A ma istotne znaczenie dla zrozumienia procesów geologicznych rządzących skorupą ziemską oraz — co ekonomicznie istotne — zdefiniowania procesów sprzyjających tworzeniu się złóż wielu pierwiastków (np. Sn-W-Mo, Au, Th-U, Nb i innych, Vigneresse, 2008). Granity typu A są jedynym stwierdzonym typem granitów występujących poza naszą planetą (na Księżycu Marsie, Wenus i w asteroidach — Bonin, 2007), zatem ich badania mogą rzucić światło na rozwój układu słonecznego. Obecnie zdecydowana większość badaczy skał granitoidowych stoi na stanowisku, że bez względu na wieloznaczność litery A, jak również wiele przyjmowanych możliwości generacji stopu macierzystego, wydzielenie granitów typu A wydaje się być wyjątkowe, potrzebne oraz naukowo i ekonomicznie istotne.

**Klasyfikacja granitów kompleksu mazurskiego.** W świetle przeprowadzonych badań granitoidów kompleksu mazurskiego można stwierdzić, że skały te mają wszystkie charakterystyczne cechy granitów typu A. Kryteria geochemiczne (ryc. 1–2) są spełnione w całej rozciągłości i nie pozostawiają marginesu do dyskusji. Diagram Rb/Nb *versus* Y/Nb (Eby, 1992) umożliwia doprecyzowanie pozycji tych granitoidów jako podtyp A2 (ryc. 2C). Dodatkowym



**Ryc. 4.** Diagram zależności temperatury saturacji magmy granitoidowej cyrkonem ( $T_{Zr}$ ) od jego zawartości (Zr [ppm]) — na przykładzie wyników badań granitoidów kompleksu mazurskiego **Fig. 4.** A plot of temperature of zircon saturation ( $T_{Zr}$ ) for Mazury Complex granitoids *versus* Zr content (Zr [ppm])

argumentem za przyjęciem wydzielenia typu A jest wysoka temperatura saturacji cyrkonem (ryc. 4).

W granitach kompleksu mazurskiego, podobnie jak w innych masywach granitoidowych Fennoskandynawii o wieku mezoproterozoicznym, występują zarówno pofirokryształy skaleni alkalicznych typu rapakiwi, jak i porfirokryształy tych skaleni bez obwódek plagioklazowych (por. Eklund & Shebanov, 1999). Struktura rapakiwi może powstać albo w wyniku wznoszenia się magmy (dekompresji), albo w wyniku mieszania magm o kontrastowych cechach geochemicznych i różnej genezie, ale zależy także od tego, czy magma jest nasycona względem obu skaleni (skaleni alkalicznego i plagioklaz). Przyjmując hipotezę szybkiego wznoszenia się magmy, należało by się zastanowić, czy dekompresja była izotermiczna oraz czy temperatura początku dekompresji była wystarczająco niska, aby nie zaszła resorpcja skaleni lub ich części podczas wznoszenia się magmy (Nekvasil, 1991). Istotną cechą jest zawartość baru. Pierwiastek ten rozszerza pole stabilności skaleni potasowego (Long & Luth, 1986). Warunki tworzenia się struktur rapakiwi, oszacowane na podstawie wyników badań intruzji granitów z tarczy fennoskandynawskiej (Eklund & Shebanov, 1999), wskazują na prawie izotermiczne wznoszenie się magmy, jednak nie można wykluczyć regionalnych zaburzeń pola termicznego. Zawartość baru w skałach granitoidowych kompleksu mazurskiego jest wysoka lub bardzo wysoka (Bagiński i in., 2007), co także może sugerować, iż główny nośnik tego pierwiastka — skałen potasowy — jest stabilny, w przeciwieństwie do plagioklaz (Long & Luth, 1986).

Granitoidy mazurskie są częścią mezoproterozoicznej formacji AMCG. Współwystępują z anortozytami, norytami, gabrami, diorytami i skałami charnockitowymi w obrębie wydłużonej, ok. 200-kilometrowej struktury o przebiegu W-E, ciągnącej się od Morza Bałtyckiego poprzez północną Polskę, południową Litwę do zachodniej Białorusi. Najliczniej reprezentowanym typem skał w kompleksie mazurskim są monzodioryty kwarcowe i granodioryty. Granodioryty i kwarcowe monzodioryty mają zazwyczaj tekstury porfirowe z fenokryształami plagioklazów i skaleni potasowych oraz skupieniami drobnoziarnistych minerałów maficznych: hornblendy, piroksenu, biotyty, magnetytu i ilmenitu. Granitoidy z Mazur i Veisiejai tworzą serię skał o bardzo zróżnicowanym składzie chemicznym — od skał zasadowych do kwaśnych — o zawartości krzemionki od 45 do 75%, bez klasycznej przerwy Dalyego pomiędzy skałami maficznymi a felzytowymi. Ten idealny trend może wskazywać, że większość skał, oprócz kumulatów, projektuje się wzdłuż krzywej frakcjonacji (*liquid line of descent*). Skały kompleksu mazurskiego należą do ferro-potasowego i alkalicznowapniowego typu skał. Najbardziej kwaśne odmiany granitoidów z Mazur i Veisiejai mają cechy petrogenetyczne zbliżone do klasycznych granitów rapakiwi, przy czym wykazują podwyższoną zawartość pierwiastków niedopasowanych i REE, typową dla granitów typu A.

Prawdopodobnymi skałami źródłowymi granitoidów kompleksu mazurskiego były granulity, które — w myśl koncepcji *crustal tongue* (Duchesne i in., 1999) — mogły być przetapiane, a magma wygenerowana w ten sposób podlegała dalszej dyferencjacji.

Pod koniec paleoproterozoiku, ok. 1820–1830 mln lat temu, teren dzisiejszego kompleksu mazurskiego leżał w obrębie obszaru orogenicznego (Krzemińska & Wiszniewska, 2007) — cechy geochemiczne kompleksu wskazują na środowisko kontynentalnego łuku wysp (Skridlaite i

in., 2007). Późniejszy o ponad 300 mln lat magmatyzm mezoproterozoiczny typu AMCG skorupy terranu polsko-litewskiego (Bogdanova i in., 2006) był typowo anorogeniczny. Postulowana faza orogenezy duńsko-polskiej o wieku 1,50–1,45 mld lat, spowodowana procesami akrecji i kolizji Amazonii, Laurentii i Baltiki, przejawiała się na obszarze najbardziej południowej Szwecji (rejon Blekinge) i wysp Bornholm (Čečys, 2004; Bogdanova, 2001), nie powodując nawet zmian metamorficznych w całkowicie magmowych skałach kompleksu mazurskiego (brak obwódek na cyrkonach oraz niskie wartości  $^{16}\text{O}$  odnotowane w próbkach skał granitoidowych (Wiszniewska, 2002).

Granitoidy mazurskie są, jak większość plutonów typu A, postkolizyjne i umiejscowione w obrębie obszaru kratonicznego o pogrubionej litosferze, widocznej na profilach sejsmicznych EUROBRIDGE 96 i CELEBRATION 2000 (Bogdanova i in., 2006; Cymerman, 2006).

Mechanizm posadowienia intruzji granitoidowych polegał na wykorzystaniu stref rozłamowych w środowisku śródpłyty (Vigneresse, 2007; Barbarin, 1999). Linearny układ intruzji kompleksu mazurskiego oraz geofizyczne odwzorowanie anomalii grawimetrycznych i magnetycznych wskazują na istnienie wyraźnej strefy rozłamowej (szwowej?) o rozciągłości W-E na południe od Kętrzyna, Suwałk i Sejna. Biorąc pod uwagę pogrubienie skorupy kontynentalnej, widoczne w obrazie sejsmicznym (Skridlaite & Motuza, 2001; Cymerman, 2006), istnienie strefy rozłamowej, działającej jako droga migracji, wydaje się być dodatkowym argumentem natury tektonicznej, sprzyjającym przyjęciu anorogenicznej genezy granitoidów mazurskich. Z jednej strony, istnienie grubej skorupy kontynentalnej stwarza problemy interpretacyjne, dotyczące stabilności podstawowych minerałów skałotwórczych, jakimi są skaleni. Z drugiej strony, istnienie drogi migracji umożliwia względnie szybkie wznoszenie się magmy granitoidowej i tworzenie szeroko rozumianych struktur typu rapakiwi (*sensu* Nekvasil, 1991).

## Wnioski

1. Granitoidy o charakterystykach geochemicznych typu A stanowią znaczące masy skał plutonicznych o składzie bimodalnym (maficzno-felzytowym), które intrudowały w formie linearnej, semilinearnej lub pierścieniowej do wnętrza utworzonych o kilkaset milionów lat wcześniej metamorficznych, sztywnych terranów (WPG), na dużych obszarach całej kuli ziemskiej, np. Ameryka Płn., Fennoskandynawia, Amazonia, Afryka i Azja.

2. Mezoproterozoiczne granitoidy mazurskie reprezentują typ A, projektując się jako granity śródpłyty (WPG) i postorogeniczne oraz jako typ A2.

3. Epizod magmatyzmu mazurskiego, łącznie z rejonem Lazdijai na Litwie, jest z geochronologicznego punktu widzenia anorogeniczny w stosunku do faz swekofeńskich i podstawowego wieku skorupy w tym rejonie.

4. Wszelkie klasyfikacje opisujące zjawiska przyrodnicze są zawsze pewnym uproszczeniem i przybliżeniem, a ich komentowanie i stosowanie nie powinno być mechaniczne. Dyskutowane w artykule klasyfikacje geochemiczne granitoidów mają jednak duże znaczenie praktyczne i diagnostyczne w geologii, ponieważ niosą ze sobą wiele informacji petrogenetycznych i ekonomicznych, np. związek ze złożami pierwiastków użytecznych. Autorki postulują utrzymanie w użyciu wydzielenia typu A w nomenklaturze granitoidów.

## Literatura

- ANDERSON J.L. & MORRISON J. 2005 — Ilmenite, magnetite and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos Ilmari Haapala Volume*, 80: 45–60.
- AZZOUNI-SEKKAL A., LIEGEOIS J.-P., BECHIRI-BENMERZOUZ F., BELAIDI-ZINET S. & BONIN B. 2003 — The “Taourirt” magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr-Nd isotope evidence. *J. African Earth Sci.*, 37: 331–350.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.-C., MARTIN H., VANDER AUWERA J. & WISZNIEWSKA J. 2001 — Petrology and geochemistry of rapakivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland. *Geol. Quart.*, 45: 33–52.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.-C., MARTIN H. & WISZNIEWSKA J. 2007 — Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the Mazury granitoids, NE Poland. [W:] *Granitoids in Poland*, AM Monographs, 1: 11–30.
- BARBARIN B. 1999 — A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605–626.
- BOGDANOVA S. 2005 — The East European Craton: Some aspects of the Proterozoic evolution in its south-west. *PTMin. Sp. Papers*, 26: 18–24.
- BOGDANOVA S., GORBATCHEV R., GRAD M., JANIK T., GUTERCH A., KOZŁOWSKAYA E., MOTUZA G., SKRIDLAITE G., STAROSTENKO I., TARAN L., EUROBRIDGE & POLONAISE WORKING GROUP 2006 — EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of East European craton. [W:] G.D.G. Stephenson R.A. (ed.), *European Lithosphere Dynamics*. *Geol. Soc. London Memoirs*, 32: 599–625.
- BONIN B. 2007 — A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1–29.
- CLEMENS J.D., HOLLOWAY J.R. & WHITE A.J.R. 1986 — Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Amer. Min.*, 71: 317–324.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J.R. & CHAPPELL B.W. 1982 — Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Miner. Petrol.*, 80: 189–200.
- COLLINS W.J., WIEBE R.A., HEALY B. & RICHARDS S.W. 2006 — Replenishment, crystal accumulation and floor aggradation in megacrystic Kambera Suite, Australia. *J. Petrol.*, 47: 2073–2104.
- CONDIE K.C. 1991 — Precambrian granulites and anorogenic granites, are they related? [In:] Haapala I. & Condie K.C. (ed.), *Precambrian Granitoids — Petrogenesis, Geochemistry, and Metallogeny*. *Precambrian Res.*, 51: 161–172.
- CHAPPELL B.W. & WHITE A.J.R. 1974 — Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- CYMERMAN Z. 2006 — Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznego eksperymentu POLONAISE 97 dla polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Budowa litosfery centralnej i północnej Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 188: 167–202.
- ČEČYS A. 2004 — Tectonic implications of the ca. 1.45 Ga granitoid magmatism at the south-western margin of the East European Craton. Ph. D thesis Lund University, Lund.
- DALL'AGNOL R. & DE OLIVIERA D.C. 2007 — Oxidised, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: Implication for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93: 215–233.
- DÖRR W., VALVERDE-VAQUERO P., MARHEINE D., SCHASTOK J. & WISZNIEWSKA J. 2002 — U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury Complex, NE Poland. *Precambrian Res.*, 119: 101–120.
- DUCHESNE J.C., LIEGOIS J.P., VANDER AUWERA J. & LONGHI J. 1999 — The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, 11: 100–105.
- DUCHESNE J.C., MARTIN H., BAGIŃSKI B., WISZNIEWSKA J. & VANDER AUWERA J. 2008 — Origin of ferroan-potassic A-type granitoids: a case of the hornblende-biotite granite suite of the Mesoproterozoic Mazury Complex (NE Poland). *Can. Miner. (w druku)*.
- EBY G.N. 1992 — Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641–644.
- EKLUND O. & SHEBANOV A.D. 1999 — The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Res.*, 95: 129–146.
- FÖRSTER H.-J., TISCHENDORF G. & TRUMBULL R.B. 1997 — An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40: 261–293.
- FROST C.D. & FROST B.R. 1997 — Reduced rapakivi-type granites; the tholeiite connection. *Geology*, 25: 647–650.
- FROST B.R., BARNES C.G., COLLINS W.J., ARCULUS R.J., ELLIS D.J. & FROST C.D. 2001 — A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42: 2033–2048.
- GAWĘDA A. 2008 — An apatite-rich enclave in the High Tatra granite (Western Carpathians): petrological and geochronological study. *Geol. Carpathica*, 59: 295–306.
- ISHIHARA S. 1977 — The magnetite-series and ilmenite series of the granitic rocks. *Mining Geol.*, 27: 293–305.
- KING P.L., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. & ALLEN C.M. 1997 — Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J. Petrol.*, 38: 371–391.
- KRZEMIŃSKA E. & WISZNIEWSKA J. 2007 — Swebokofeńskie korzenie „masywu” mazowieckiego. *Prz. Geol.*, 55: 294–295.
- LANDENBERGER B. & COLLINS W.J. 1996 — Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnockitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *J. Petrol.*, 37: 145–170.
- LOISELLE M.C. & WONES D.R. 1979 — Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 11: 468.
- LONG P.E. & LUTH W.C. 1986 — Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: Implications of a partitioning model for barium. *American Mineralogist*, 71: 367–375.
- MANIAR P.D. & PICCOLI P.M. 1989 — Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bull.*, 101: 635–643.
- McBIRNEY A.R. 1996 — The Skaergaard intrusion. [W:] Cawthorn R.G. (red.), *Layered intrusions. Developments in Petrology*, 15, Elsevier, Amsterdam: 147–180.
- MINGRAM B., TRUMBULL R.B., LITTMAN S. & GERSTENBERGER H. 2000 — A petrogenetic study of anorogenic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos*, 54: 1–22.
- NEKVASIL H. 1991 — Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. *Amer. Miner.*, 76: 1279–1290.
- PATINO-DOUCE A.E. 1999 — What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? [W:] *Understanding Granites: Integrating new and classical techniques*. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 168: 55–75.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B. & TINDLE A.G. 1984 — Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956–983.
- SHEPPARD S., OCCHIPINTI S.A. & TYLER I.M. 2003 — The relationship between tectonism and composition of granitoid magmas, Yarlaweelor Gneiss Complex, Western Australia. *Lithos*, 66: 133–154.
- SKRIDLAITE G., WISZNIEWSKA J. & DUCHESNE J.-C. 2003 — Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and S Lithuania: West of the East European Craton. *Pracambrian Res. Sp. Issue*, 124: 305–326.
- SKRIDLAITE G., KRZEMIŃSKA E. & WISZNIEWSKA J. 2007 — Proterozoiczny łuk wysp — interpretacja osadowo-wulkanicznej formacji skał z podłoża krystalicznego południowej Litwy i północno-wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 55: 305–306.
- SŁĄBY E., GALBARCZYK-GĄSIOROWSKA L. & BASZKIEWICZ A. 2002 — Mantled alkali-feldspar megacrysts from the marginal part of the Karkonosze granitoid massif (SW-Poland). *Acta Geol. Pol.*, 52: 501–519.
- SŁĄBY E., GALBARCZYK-GĄSIOROWSKA L., SELTMANN R. & MÜLLER A. 2007 — Alkali feldspar megacrysts growth: geochemical modelling. *Miner. Petrol.*, 89: 1–29.
- TOLLO R.P., ALEINIKOFF J.N., BARTHOLOMEW M.J. & RANKIN D.W. 2004 — Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Res.*, 128: 3–38.
- VANDER AUWERA J., BOGAERTS M., BOLLE O. & LONGHI J. 2008 — Genesis of intermediate igneous rocks at the end of the Sveconorwegian (Grenvillian) orogeny (S Norway) and their contribution to intracrustal differentiation. *Contrib. Miner. Petrol.* DOI 10.1007/s00410-008-0312-2. SpringerLink
- VIGNERESSE J.L. 2007 — Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249: 173–186.
- VIGNERESSE J.L. 2008 — Evaluation of the chemical reactivity of the fluid phase through hard-soft acid-base concepts in magmatic intrusions with applications to ore generation. *Chemical Geology (2008)*, doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.11.019
- WHALEN J.B., CURRIE K.L. & CHAPPELL B.W. 1987 — A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.*, 95: 407–419.
- WHITE A.J.R. & CHAPPELL B.W. 1977 — Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7–22.
- WHITE A.J.R. 1979 — Sources of granitic magma. Annual meeting of the Geological Society of America and associated societies, San Diego, California, Nov. 5–8, 1979, Abstracts of Papers, 11: 539.
- WISZNIEWSKA J. 2002 — Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (NE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 401: 1–96.
- WISZNIEWSKA J., KUSIAK M.A., KRZEMIŃSKA E., DÖRR W. & SUZUKI K. 2007 — Mesoproterozoic AMCG granitoids in the Mazury Complex, NE Poland — a geochronological update. *Granitoids in Poland*, AM Monograph, 1: 31–39.
- ZHAO X.-F., ZHOU M.-F., LI J.-W. & WU F.-Y. 2008 — Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: Implication for generation of A-type granites in a subduction-related environment. *Chem. Geol.*, 257: 1–15.

Praca wpłynęła do redakcji 27.10.2008 r.  
Po recenzji akceptowano do druku 08.05.2009 r.