

PRACE  
PAŃSTWOWEGO  
INSTYTUTU  
GEOLOGICZNEGO

---

*Ewa Krzemińska*

*Geochemiczna i izotopowa  
rekonstrukcja środowiska geotektonicznego  
domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim  
północno-wschodniej Polski*



Tom 195

2010



Przewodniczący  
Komitetu redakcyjnego:           Andrzej GAŚIEWICZ (Warszawa)

Komitet redakcyjny:

Janusz BADURA (Wrocław)	Jerzy NAWROCKI (Warszawa)
Grzegorz CZAPOWSKI (Warszawa)	Andrzej PIOTROWSKI (Szczecin)
Jacek R. KASIŃSKI (Warszawa)	Jan PRAŻAK (Kielce)
Jarmila KRZYMIŃSKA (Gdańsk)	Barbara RADWANIEK-BAK (Kraków)
Janina MAŁECKA (Warszawa)	Lidia RAZOWSKA-JAWOREK (Sosnowiec)
Hanna MATYJA (Warszawa)	Janina WISZNIEWSKA (Warszawa)
Wojciech MORAWSKI (Warszawa)	

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

*Prace* są indeksowane w *Bibliography and Index of Geology* American Geological Institute, Elsevier *GeoAbstracts*, *Bibliografii Geologicznej Polski*.

Redaktor wydawnictwa: Teresa Lipniacka

Akceptował do druku dnia 03.11.2010 r.

Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego  
dr hab. Jerzy NAWROCKI, prof. nzw. PIG-PIB

Projekt i opracowanie typograficzne: Teresa Lipniacka

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2010

ISSN 0866-9465

ISBN 978-83-7538-655-4

Adres redakcji:

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
00-975 Warszawa, ul. Rakowiecka 4; tel. 022 849-53-51, wew. 480

Nakład 325 egz. Druk ARGRAF Sp. z o.o., ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa

PRACE  
PAŃSTWOWEGO  
INSTYTUTU  
GEOLOGICZNEGO

---

*Ewa Krzemińska*

*Geochemiczna i izotopowa  
rekonstrukcja środowiska geotektonicznego  
domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim  
północno-wschodniej Polski*

*Geochemical and isotopic reconstruction  
of the tectonic setting of the Mazowsze Domain  
in the Precambrian basement of north-eastern Poland*

Tom 195

---

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
Warszawa 2010

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	5
Regionalny kontekst geologiczny . . . . .	6
Sytuacja geologiczna w centralnej części podłoża północno-wschodniej Polski . . . . .	8
Metodyka . . . . .	9
Dobór materiału badawczego . . . . .	9
Metody analityczne . . . . .	10
Paragnejsy . . . . .	11
Skład chemiczny minerałów . . . . .	11
Warunki metamorfizmu . . . . .	12
Charakterystyka geochemiczna paragnejsów . . . . .	16
Cechy źródła materiału detrytycznego . . . . .	20
Wiek materiału detrytycznego i wiek metamorfizmu . . . . .	24
Ortognejsy . . . . .	27
Skład chemiczny minerałów . . . . .	27
Warunki metamorfizmu . . . . .	30
Charakterystyka geochemiczna ortognejsów . . . . .	31
Klasyfikacja protolitu magmowego . . . . .	35
Wiek protolitu magmowego i wiek metamorfizmu . . . . .	36
Dyskusja wyników badań . . . . .	39
Warunki metamorfizmu . . . . .	39
Typy protolitu i ocena paleośrodowiska geotektonicznego . . . . .	40
Korelacje wieku materiału detrytycznego . . . . .	41
Korelacje wieku protolitu ortognejsów . . . . .	43
Implikacje paleotektoniczne . . . . .	44
Wnioski . . . . .	49
Literatura . . . . .	50
Summary . . . . .	54
Tablice . . . . .	57



Ewa KRZEMIŃSKA  
Państwowy Instytut Geologiczny  
Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Rakowiecka 4  
00-975 Warszawa  
e-mail: [ewa.krzeminska@pgi.gov.pl](mailto:ewa.krzeminska@pgi.gov.pl)

**Abstrakt.** Nowe dane geochemiczne i geochronologiczne dotyczące skał metamorficznych pochodzących z 5 głębokich otworów wiertniczych, zlokalizowanych w obrębie tzw. domeny mazowieckiej MD (poprzednio granitoidowy masyw mazowiecki), zaprezentowane w tym artykule, podtrzymują nową interpretację paleoproterozoicznego etapu ewolucji skorupy w całym regionie. Protolit zbadanych skał metamorficznych ujawnia genezę osadową lub magmową. Paragnejsy z Moniek, Jastrzębnej i Wigier były pierwotnie wakami lub łupkami i łupkami żelazistymi. Zostały zmetamorfizowane w umiarkowanych warunkach facji zieleńcowej do amfibolitowej. Materiał źródłowy pochodził z niszczenia skał kontynentalnego łuku wysp lub aktywnej krawędzi kontynentalnej. Rozkład populacji materiału detrytycznego (1,86–3,10 oraz 1,84–3,52 mld) jest

bardzo zbliżony do wieku cyrkonów notowanych w swekofeńskich skałach metaosadowych Szwecji i Finlandii. Domenę mazowiecką tworzą także skały o protolicie magmowym, reprezentowane przez ortognejsy maficzne i felzytowe (Mońki, Tajno, Bargłów). Skały te składem podobne są do metawulkanitów litewskich (otwory Lazdijai, Bliudziai, Virbaliskis), związanych ze strefą szwu środkowoliteńskiego (MLSZ), w których udokumentowano geochemicznie cechy łuku wulkanicznego. Wyniki pomiarów wieku U–Pb na cyrkonach dowodzą, że aktywność magmowa związana z formowaniem się łuku wulkanicznego na obszarze domeny mazowieckiej miała miejsce między 1,82 a 1,83 mld lat temu. Jest to przedział zgodny z wiekiem procesów tworzenia się skorupy w terranie polsko-litewskim (1,80–1,85 mld).

**Słowa kluczowe:** geochronologia U–Pb SHRIMP, geochemia pierwiastków śladowych, głębokie otwory wiertnicze, orogen swekofeński, polskie podłoże prekambryjskie.

## WSTĘP

Podłoże krystaliczne północno-wschodniej Polski należy do zakrytej, południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC). Bariera nadkładu fanerozoicznej pokrywy osadowej o miąższości od 0,5 do ponad 5 km ogranicza, a miejscami uniemożliwia bezpośredni dostęp do prekambryjskich formacji skalnych, co powoduje nadal słaby stopień rozpoznania budowy geologicznej tej części Polski. Dlatego tak ważne są bezpośrednie, nawet punktowe i niesystematyczne, dane dotyczące cech petrogenetycznych i wieku skał niedostępnego podłoża.

W dzisiejszej morfologii stropu podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski rysuje się dość wyraźnie szereg jednostek: wyniesienie Łęby, obniżenie perybałtyckie, wyniesienie mazursko-suwalskie, zrąb Sławatycz i obniżenie nadbużańskie (Znosko, 1984; Znosko red., 1998). Są one odzwierciedleniem końcowego etapu rozwoju tektonicznego tego obszaru, w stadium kratonicznym, z systemem uskoków i wyniesień tektonicznych różnego wieku. Obraz wcześniej-szych elementów strukturalnych, jakie złożyły się na osta-

teczną budowę geologiczną podłoża krystalicznego, próbuje się odtwarzać interpretując dane geofizyczne, uzupełnione badaniami skał prekambryjskich. Próbkę skał pochodzą jednak wyłącznie z głębokich otworów wiertniczych. Liczba wierceń jest ograniczona, a lokalizacja najczęściej związana ze strefami o dodatnich anomaliami magnetycznych. Trudno uznać głębokie otwory wiertnicze i ich rozmieszczenie za reprezentatywne dla podłoża krystalicznego NE Polski. Niemniej jednak pozostają one jedyną bezpośrednią drogą do poznania formacji skalnych zalegających na znacznej głębokości. Do tej pory bardziej szczegółowe petrogenetyczne analizy geochemiczne i izotopowe wykonano dla zaledwie kilku obszarów silnych dodatnich anomalii magnetycznych, w tym w kompleksie mazurskim (Bagiński i in., 2001, 2007; Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in., 2003), na anomalii Łomży (Krzemińska i in., 2005) i sąsiedniej niewielkiej anomalii Pietkowa i Rajska (Krzemińska i in., 2007) oraz w paleozoicznych masywach elckim (Ryka, 1994) i tajeńskim (Ryka, 1992; Krzemiński i in., 2009).

Przeprowadzenie systematycznych badań geochemicznych i geochronologicznych w kolejnych rejonach podłoża krystalicznego NE Polski jest postulowane od kilkunastu lat. Brakuje bowiem nowoczesnych danych do weryfikacji już nieaktualnych hipotez o budowie krystaliniku, sformułowanych jeszcze w czasach, gdy stosowano mniej wyrafinowane narzędzia badawcze. Dość istotnym wydaje się rozległy, centralny obszar o umiarkowanych wartościach anomalii magnetycznych i grawimetrycznych, słabo spenetrowany wiertniczo, określany do niedawna jako masyw mazowiecki (Kubicki, Ryka, 1982; Ryka, 1984). W tej newralgicznej strefie można się spodziewać kontynuacji nawet trzech elementów strukturalnych, rozpoznanych i zdefiniowanych w podłożu krystalicznym na Litwie (Skridlaite, Motuza, 2001), a mianowicie domen wschodnioliteńskiej (EL) i za-

chodnioliteńskiej (WL) oraz szwu środkowoliteńskiego (MLSZ).

Celem pracy było odtworzenie środowiska geotektonicznego skał metamorficznych na podstawie kryteriów geochemicznych. Wybrany materiał badawczy pochodził z głębokich otworów wiertniczych masywu mazowieckiego. Zadaniem nadrzędnym było rozpoznanie etapów ewolucji litosfery w proterozoiku oraz powiązanie ich z analogicznymi wydarzeniami w całej południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Prezentacja cech geochemicznych i wieku formacji skalnych głównie z centralnego obszaru NE Polski wraz z dyskusją wyników uzupełnia prace nad pełną rekonstrukcją etapów rozwoju południowo-zachodniej Fennoskandii, zwłaszcza dla okresu poprzedzającego kolizję i ostateczną amalgamację z blokiem Sarmacji.

## REGIONALNY KONTEKST GEOLOGICZNY

Podłoże krystaliczne NE Polski genetycznie związane jest z południową Fennoskandią. Zajmuje ono szczególne miejsce w południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, znajdując się jednocześnie w pobliżu brzegu Sarmacji i przy granicy strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) (fig. 1a). W tej południowo-zachodniej części kratonu skały prekambryjskie zalegają pod najgrubszą pokrywą osadów fanerozoicznych, o łącznej miąższości od 0,5 km (otw. Sokółka IG 1bis 420 m) do powyżej 5 km (otw. Kościerzyna IG 1 5142,8 m).

Badania geofizyczne, petrograficzne, geochronologiczne oraz tektoniczno-strukturalne przeprowadzone na rozległym obszarze od tarczy bałtyckiej do tarczy ukraińskiej w ramach programu EUROBRIDGE (Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 2001, 2006) udowodniły, że kraton wschodnioeuropejski utworzyły trzy niezależne megasegментy:

Fennoskandia, Sarmacja i blok Wołga–Ural, ostatecznie połączone ok. 1,8–1,7 mld lat temu (Emling i in., 2001; Pesonen i in., 2003).

W budowie geologicznej Fennoskandii wyróżniono kilka archaicznych bloków oraz proterozoiczną skorupę akrecyjną, generalnie coraz młodszą w kierunku południowo-zachodnim, aż do strefy TESZ (Gaal, Gorbatshev, 1987; Bogdanova i in., 2001). Skorupa archaiczna jest rozpoznana w północnej części bloku, w prowincjach: karelskiej, murmańskiej, białomorskiej, kolskiej i Norbotten. Badania geochronologiczne na tym obszarze wskazują najbardziej typowy wiek skorupy w poszczególnych terranach w kilku przedziałach: 3,10–2,90, 2,90–2,82, 2,82–2,75 do 2,75–2,65 miliarda lat (Slabunov i in., 2006). Pojedyncze wystąpienia paleoarchaicznych skał, trondhjemitowych gnejsów o wieku 3,5–3,2 mld lat, notowane były ponadto w Siurua w Finlandii

**Fig. 1a. Mapa anomalii magnetycznych kratonu wschodnioeuropejskiego EEC w skali monochromatycznej wg Wybrańca (1999) z lokalizacją głównych jednostek strukturalnych oraz miejsc badań materiału detrytycznego na obszarze orogenu swekofeńskiego**

Główne jednostki w EEC zaznaczone jako: R – granity typu A (rapakiviopodobne) i skały towarzyszące, TIB – transskandynawski pas magmowy, BPG – białorusko-podlaski pas granulitowy, EL – domena wschodnioliteńska, WL – domena zachodnioliteńska, MLSZ – strefa szwu środkowoliteńskiego, EN – pas północnoestoński, CB – strefa centralnobiałoruska, VG – witebska domena granulitowa, OMI – pas magmowy Osnińsk–Mikaszewichi, MD – domena mazowiecka, MC – kompleks mazurski, TESZ – strefa szwu transeuropejskiego. W obrębie prowincji swekofeńskiej wskazano typy środowiska tektonicznego (Rutland i in., 2004): P-AC – prymitywny łuk środkowej Finlandii, CS-AC – łuk akrecyjny środkowej Finlandii, SS-AC – akrecyjny łuk południowej Finlandii

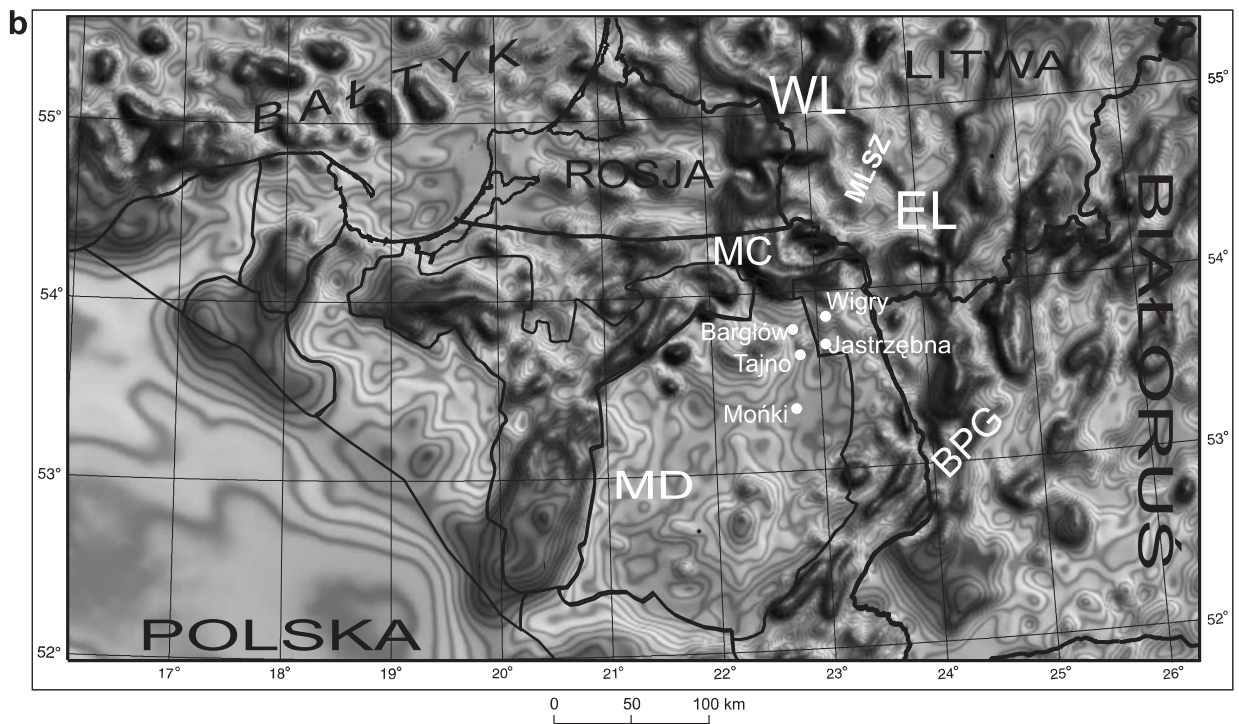
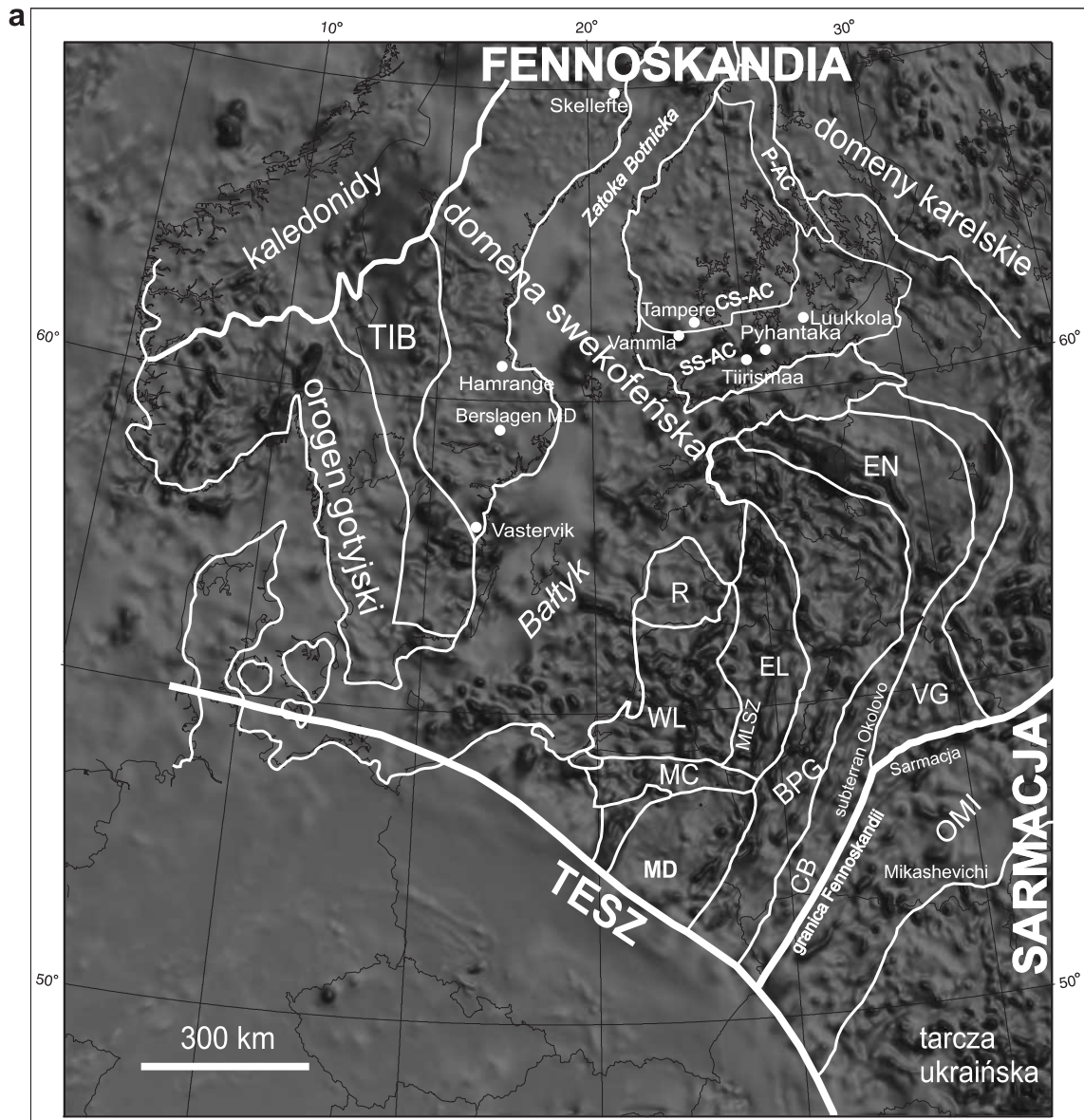
Monochromatic magnetic map of the East European Craton (EEC) after Wybraniec (1999) showing the location of main structural units and areas of previous detrital zircons studies within the Svecofennian orogen

Principal structural units within the EEC are identified as: R – rapakivi-like granites and related rocks, TIB – Transscandinavian Igneous Belt, BPG – Belarus-Podlasie Granulite Belt, EL – East Lithuanian Domain, WL – West Lithuanian Domain, MLSZ – Middle Lithuanian Suture Zone, EN – North Estonian Belt, CB – Central Belarus Zone, VG – Vitebsk Granulite Domain, OMI – Osnińsk–Mikaszewichi Igneous Belt, MD – Mazowsze Domain, MC – Mazury Complex, TESZ – Trans-European Suture Zone. Note that the main regional setting of the Svecofennian Province is marked (after Rutland *et al.*, 2004): P-AC – primitive arc complex of central Finland, CS-AC – accretionary arc complex of central Finland, SS-AC – accretionary arc complex of southern Finland

**Fig. 1b. Mapa anomalii magnetycznych w skali monochromatycznej podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski i terenów przygranicznych wg Wybrańca (1999) pokazująca obszar domeny mazowieckiej (MD) oraz opróbowane otwory wiertnicze. Zaznaczono także granice wcześniejszych wydzieleni w podłożu wg Kubickiego i Ryki (1982)**

Monochromatic magnetic map of the crystalline basement of NE Poland and cross-border area after Wybraniec (1999) showing location of the Mazowsze Domain (MD) and sampled boreholes. Boundaries of previously undefined structural units in the crystalline basement after Kubicki and Ryka (1982) are also marked







(Mutanen, Huhma, 2003) oraz w obrębie kratonu Vodozero w Karelii (Puchtel i in., 1991; Slabunov i in., 2006).

Jak dotąd nie ma żadnych dowodów dokumentujących obecność skorupy archaicznej na terenach poza tarczami bałtycką i ukraińską (Bogdanova i in., 1994; Bogdanova, 2005; Krzemińska i in., 2006a). Badania izotopowe w różnych jednostkach strukturalnych tego obszaru potwierdzają generalnie wiek paleoproterozoiczny i juwenilny charakter skorupy (Bogdanova i in., 2006).

Układ anomalii grawimetrycznych i magnetycznych w zakrytej, południowo-zachodniej części Fennoskandii (Wybraniec, 1999), obraz profili sejsmicznych (EUROBRIDGE Working Group, 2001), warunki metamorfizmu, cechy geochemiczne protolitu skał i w konsekwencji warunki paleo-tektoniczne, a także różnice w wieku skorupy spowodowały, że w tym rejonie zostały wyróżnione dwa odrębne terrany: litewsko-białoruski (L–B) i polsko-litewski (P–L) (Bogdanova i in., 2006). Na terran L–B z pasem orogenicznym wieku 1,90–1,85 mld lat składa się szereg mniejszych jednostek strukturalnych, jak białorusko-podlaski pas granulitowy (BPG) i domena wschodniolitewska (EL) oraz znajdująca się na pograniczu z Sarmacją strefa centralnobiałoruska (CB) i domena witebska (VB). Drugi, nieco młodszy terran P–L, o wieku skorupy 1,85–1,80 mld lat, obejmuje domenę zachodniolitewską (WL), zwaną również zachodnioliteńskim pasem granulitowym, a także nierozpoznane jeszcze obszary położone wokół południowego Bałtyku (fig. 1a).

Domenę WL wyróżnia wysoki stopień metamorfizmu w warunkach facji granulitowej w temperaturze do 850–900°C. Obok metaosadowych granulitów na południowym zachodzie, w części północno-wschodniej tej jednostki występują maficzne granulity o proveniencji wulkanicznej i zmiennych charakterystykach, od bazaltów grzbietów śródoceanicznych (MORB) do toleitów łuków wysp (Skridlaite, Motuza, 2001).

W domenie EL odnotowano warunki metamorfizmu odpowiadające facji amfibolitowej, z temperaturami 650–680°C. Protolitem skał metaosadowych mogły być szarowaki oraz łupki o proveniencji materiału detrytycznego wskazującej na aktywny brzeg kontynentu. Występujące tu także amfibolity noszą cechy bazaltów z basenu załukowego (BABB).

Pomiędzy terranami L–B i P–L wyodrębniona jest także strefa przejściowa o szerokości ok. 50 km, zwana szwem środkowoliteńskim (MLSZ). Strefa MLSZ jest równocześnie główną strefą deformacji wzdłuż granicy domeny WL i terranu P–L (Skridlaite, Motuza, 2001; Bogdanova i in., 2006). W obrazie głębokich sondowań sejsmicznych obserwuje się tu różnice w miąższości skorupy, od 42–44 km pod WL do 50 km pod EL. Notuje się też ostrą granicę pomiędzy stylem metamorfizmu umiarkowanego ciśnienia granulitów WL i wysokociśnieniowych skał facji amfibolitowej w części EL (Bogdanova i in., 2006). Do połączenia EL i WL wzdłuż szwu środkowoliteńskiego doszło ok. 1,71–1,66 mld lat temu. Sama strefa MLSZ podkreślona jest maficznymi i felzytowymi intruzjami o zróżnicowanych charakterystykach (*op. cit.*).

Z regionalnego obrazu anomalii magnetycznych i grawimetrycznych wynika możliwość kontynuacji wymienionych form tektoniczno-strukturalnych w kierunku południowym i zachodnim (fig. 1a), stąd należy się ich spodziewać w budowie podłoża prekambryjskiego NE Polski.

Kolizyjne połączenie obu elementów nastąpiło przed mezoproterozoikiem, ponieważ magmatyzm anortozytowo-mangerytowo-czarnokitowo-granitoidowy AMCG, powszechny w całej środkowej Fennoskandii, wystąpił w obu terranach niemal równocześnie między 1,53 a 1,50 mld lat. Dokumentują to liczne intruzje granitoidów typu A, notowane w kompleksie mazurskim (Wiszniewska i in., 2007a) oraz litewskim Lazdijai i Veisiejai (Skridlaite i in., 2003) aż do białoruskiego kompleksu Mosty (Taran, 2005).

## SYTUACJA GEOLOGICZNA W CENTRALNEJ CZĘŚCI PODŁOŻA PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI

W centralnej części podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski, w regionalnym obrazie geofizycznym, dominuje rozległa strefa o monotonnym układzie anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (fig. 1b). Odzwierciedla ona obecność skał o umiarkowanych właściwościach magnetycznych i gęstościowych. Tego typu cechy posiadają między innymi granitoidy, stąd cały obszar w latach ubiegłych był interpretowany jako granitoidowy masów mazowiecki (Kubicki, Ryka 1982; Ryka, 1984). W nielicznych głębokich otworach wiertniczych zlokalizowanych na tym terenie oprócz pojedynczych wystąpień granitoidów notowane były także utwory metamorficzne o nierozpoznanym protolicie.

Koncepcja budowy podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski, w której podstawowymi elementami strukturalnymi są stare, archaiczne (Ryka, 1984) bądź paleo-

proterozoiczne (Ryka, 1998) masywy granitoidowe i otaczające je strefy fałdowe, została zakwestionowana. Ich układ i charakter jest wyraźnie niedopasowany do podstawowych cech i przebiegu jednostek tektonicznych (Bogdanova 2005; Bogdanova i in., 2006), które zostały udokumentowane na Litwie, w zachodniej Białorusi i w południowej Szwecji. Za całkowitym odrzuceniem wcześniejszego podziału tektonicznego przemawiają badania strukturalne i kinematyczne, przeprowadzone w ponad 100 profilach wiertniczych przez Cymermana (2004). Do weryfikacji starej koncepcji skłaniają także wyniki nowych badań geochemicznych i izotopowych.

W części południowej diskutowanego obszaru, w rejonie lokalnej anomalii Łomży, analizy wieku U–Pb SHRIMP na cyrkonach z amfibolitów pozwoliły jednoznacznie udokumentować magmowy (subwulkaniczny), maficzny protolit o wieku krystalizacji skał ok. 1802 ± 9 mln (Krzemińska

i in., 2005). Dane geochemiczne podkreślają wapniowo-alkaliczne cechy skał, typowe dla środowiska łuku wysp związanego z subdukcją. Wapniowo-alkaliczną sygnaturę, jak również i środowisko wulkanicznego łuku rozpoznano w granitoidach z niewielkiej lokalnej anomalii Rajska i Pietkowa, intrudujących ok.  $1826 \pm 6$  i  $1818 \pm 15$  mln lat (Krzemińska i in., 2007; Wiszniewska i in., 2007b) oraz w nieco młodszych  $1800 \pm 6$  mln lat granitoidach z Okuniewa (Valverde-Vaquero i in., 2000). W okresie ok.  $1826 \pm 12$  mln lat krystalizowały także grubokrystaliczne granitoidy (pegmatyty) z Jastrzębnej (Krzemińska i in., 2006a). Ich wcześniejsze analizy metodą K-Ar sugerowały wiek archaiczny (Depciuch i in., 1975).

Nowy obraz budowy centralnej części podłoża krystalicznego zaczyna się dopiero wyłaniać. Wspomniany obszar nazwano domeną mazowiecką (MD) (Krzemińska, Wiszniewska, 2007). Różnorodność notowanych tu skał sugeruje jednak inną niż granitoidową naturę struktury. Jak dotąd w badaniach geochronologicznych uzyskiwany jest późno-paleoproterozoiczny wiek podłoża krystalicznego na obszarze

MD, dość zgodny z ostatnimi fazami orogenezy swekofeńskiej w pozostałej części Fennoskandii. Analizy wieku modelowego  $T(Nd)_D$  pojedynczych próbek z obszaru MD: Mońki – 2,06 mld, Łomża – 2,09 mld, Ostrów Mazowiecka – 2,00 mld potwierdzają paleoproterozoiczny wiek skorupy (Claesson, Ryka, 1999).

Jednak obszar MD nie jest jednorodny tektonicznie i strukturalnie. W części północnej, w okolicach Pisz, Ełku i jeziora Tajno, widoczne są trzy różnej wielkości, silnie izolowane anomalie grawimetryczne. Największa z nich, ujemna anomalia grawimetryczna Ełku (Wybraniec, Cordell, 1994), rejestruje potężny maszyn syenitowy (Ryka, 1994). O wiele mniejsza struktura Tajna, ze skałami alkaliczno-ultramaficznymi i karbonatytami, umiejscowiona jest na przecięciu głębokich rozłamów tektonicznych o kierunku N-S (Ryka, 1992). Słabo zbadany piski maszyn gabrowo-syenitowy, podobnie jak intruzje Tajna i Ełku, jest efektem platformowej aktywności magmowej we wczesnym karbonie (Brassinnes, 2006; Krzemińska i in., 2006b).

## METODYKA

### DOBÓR MATERIAŁU BADAWCZEGO

Praca została zrealizowana wyłącznie na próbkach rdzeni, pochodzących z kilku głębokich otworów wiertniczych, które osiągnęły podłoże prekambryjskie w rejonie Moniek, Tajna, Bargłowa, Jastrzębnej i Wigier. Lokalizacja otworów związana jest z domeną mazowiecką. W szerszym kontekście otwory dostarczają informacji o charakterze skorupy w terranie polsko-litewskim i prawdopodobnie ze strefy przejściowej pomiędzy terranami, tzn. ze strefy szwu środkowoliteńskiego (fig. 1). Badania geochemiczne i izotopowe nie miały charakteru dokumentacyjnego, dlatego analizom poddano tylko wybrany typ skał. W większości były to gnejsy biotytowe. Wszystkie analizowane profile były wcześniej obiektem podstawowych badań petrograficznych. Opisy cech teksturalnych i składu mineralnego są opublikowane w serii *Profile głębokich otworów wiertniczych...* lub znajdują się w dokumentacjach wyników otworów: Mońki IG 1, IG 2 (Ryka, 1996), Tajno IG 5 (Ryka, 1992), Bargłów IG 1, IG 2 (Jackowicz, 2002), Jastrzębna IG 1 (Ryka, 1976) i Wigry IG 1 (Jackowicz, 2000).

W centrum MD zlokalizowane są bliźniacze otwory Mońki IG 1 i IG 2. W profilu Mońki IG 2, w stropowym odcinku skał krystalicznych występuje 100-metrowa warstwa kwarcytów (Ryka, 1996). Poniżej, od głębokości ok. 734 aż do 1540 m opisano szare gnejsy, kilkakrotnie przewarstwionych amfibolitami i pegmatytami. Utworami macierzystymi szarych gnejsów były osady terygeniczne, które uległy metamorfizmowi regionalnemu w facji amfibolitowej. Do badań geochemicznych wybrano łącznie 11 próbek rdzeni szarych gnejsów, reprezentujących cały profil Mońki IG 2 z głębokości: 819, 1240 (maf. i felz.), 1347, 1460, 1468 (j. i c.), 1488, 1523 i 1532 m.

Przy wschodniej granicy MD, tuż obok obszaru o wyraźnych, dodatnich anomaliach magnetycznych podlaskiej części białorusko-podlaskiego pasa granulitowego (BPG) znajduje się otwór Jastrzębna IG 1. Profil prekambryjski otworu obejmował łącznie 214 m skał krystalicznych. Od głębokości 512 m w otworze opisano (Ryka, 1976) występowanie kolejno pegmatytów (31,7 m) oraz gnejsów kordierytowo-syli-manitowych (65,7 m) i biotytowych (13,4 m), miejscami zmigmatyzowanych i przewarstwionych cienkimi wkładkami amfibolitów i skał amfibolowych (11 m) czy granulitów (3 m). Przedmiotem badań geochemicznych stały się gnejsy biotytowe i kordierytowo-syli-manitowe. Wybrano 8 próbek rdzeni pochodzących z głębokości: 553, 590, 595, 595,5, 598, 601, 602 i 625 m.

Wiercenie Wigry IG 1 od północy przylega do strefy wysokich gradientów magnetycznych i grawimetrycznych (Kubicki, 2000), uznanych za granicę kompleksu mazurskiego. Skały krystaliczne w profilu Wigry (834 m) reprezentowane są przez zmigmatyzowane i zmylonityzowane gnejsy (Cymerman, 2004). Gnejsy biotytowe i biotytowo-granatowe przewarstwione są gnejsami piroksenowo-biotytowymi i hornblendowo-biotytowymi (Jackowicz, 2000). Niewielki udział mają także łupki krystaliczne (22 m), granitoidy (58 m) oraz lamprofiry (łącznie 15 m) i kalcyfiry (25 m). Przedmiotem badań były gnejsy biotytowo-granatowe, przechodzące w biotytowe o teksturze kierunkowej z głębokości: 1300, 1469, 1483, 1503 (c. i j.) i 1506 m.

Wiercenie Tajno IG 5 zlokalizowane jest na północ od Moniek, w zachodnim obrzeżeniu paleozoicznego, alkaliczno-ultramaficznego i karbonatytowego masywu Tajna. W profilu otworu od głębokości 601 do 850 m dominują gnejsy biotytowe, gruboblastyczne, z dobrze wykształconą foliacją, miejscami intensywnie zmylonityzowane i pocięte

trzema żyłami maficznymi (lamprofiry? – brak próbek) i strefą pegmatytu. Lokalnie zachowana jest wyraźna foliacja magmowa (Cymerman, 2004). Opisy zmylonizowanych gnejsów z Tajna podkreślają silne zaangażowanie w przemiany metamorficzne w warunkach facji amfibolitowej, które uniemożliwiało łatwe określenie materiału macierzystego (Ryka, 1973). Do analiz geochemicznych przeznaczono 4 próbki pochodzące z głębokości: 639, 661, 846 i 849 m.

W niewielkiej odległości na północ od Tajna, na dodatniej anomalii magnetycznej o przebiegu południkowym, zlokalizowane są otwory Bargłów IG 1 i Bargłów IG 2. Anomalia, prawdopodobnie „odzwierciedla dużej rangi strefę nieciągłości w podłożu krystalicznym, o starych założeniach tektonicznych” (Kubicki, 2002). Niezależnie od interpretacji strukturalnych, notowany jest tu podwyższony gradient geotermiczny obu otworów, a w materiale wiertniczym spotykane są również lamprofiry. Ponadto w profilach skał krystalicznych obu otworów, o długości odpowiednio 618 i 302 m, podstawowym typem skał (do 94%) są gnejsy biotytowe, porfiroblastyczne, miejscami silnie spękane i zdeformowane aż do mylonitu włącznie (Jackowicz, 2002). Wstępne badania petrograficzne wykazały, że protolitem tych skał mogły być utwory osadowe zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej lub też drobnoziarniste zespoły granitoidowo-granodiorytowe. Analizy geochemiczne wykonano dla jednej próbki ze stropu profilu Bargłów IG 2, z głębokości 706 m.

#### METODY ANALITYCZNE

W pracy petrograficznej, realizowanej na płytkach cienkich odkrytych, rutynowo posługiwano się mikroskopem skaningowym firmy LEO, na którym rejestrowane były obrazy BSE (elektronów wstecznie rozproszonych) i wykonywane były analizy jakościowe składu chemicznego faz mineralnych. Analizy ilościowe składu chemicznego wybranych minerałów przeprowadzane były na mikroskopie skaningowym firmy JEOL JSM-35 współpracującym ze spektrometrem dyspersji energii (EDS) typu Link ISIS firmy Oxford Instruments w Pracowni Mikroskopii Elektronowej PIG oraz na mikrosondzie firmy CAMECA SX-100 ze spektrometrem dyspersji fali (WDS) w Pracowni Mikroskopii Elektronowej Wydziału Geologii UW w Warszawie. W analizach ilościowych EDS stosowano wzorce mineralne oraz 50-sekundowy czas zliczania impulsów przy napięciu przyspieszającym 20 kV. W mniejszym zakresie do analiz składu chemicznego minerałów stosowano metodę WDS, przy parametrach pomiarowych napięcia przyspieszającego 15 kV, przy prądzie wiązki 20 nA.

Skład chemiczny minerałów w mikroobszarze stał się podstawą do zastosowania termometrów geologicznych. Umożliwiło to oszacowanie prawdopodobnych warunków temperatury (T) metamorfizmu minerałów budujących badane skały.

Szczegółowym badaniom poddano minerał akcesoryczny cyrkon, który jest także nośnikiem informacji o typie skał macierzystych. Diagnostyczne cechy budowy wewnętrznej cyrkonów uzyskano podczas badań katodoluminescencyjnych

SEM-CL. Charakterystyczne desenie SEM-CL związane ze wzrostem ziarn umożliwiły identyfikowanie typu i etapów wzrostu minerału, w tym wyróżnienie cyrkonów magmowych vs metamorficznych, a ponadto rozpoznanie ziaren metamagmowych od metaosadowych. Przy niskim i średnim stopniu metamorfizmu cyrkonony ze skał zmetamorfizowanych zachowują centralne partie niezmienione, wskazując na charakter protolitu, magmowy vs detrytyczny. Wzrostowi w warunkach metamorfizmu odpowiadają nowe fragmenty ziarn, tzw. obrosty metamorficzne. Wyjątkiem są tu zmiany zachodzące przy niskim i bardzo niskim stopniu metamorfizmu, przy braku fluidów. Taki etap może nie zostać zarejestrowany, nawet w postaci subtelnych obwódek (Williams, 2001).

W trakcie prac petrograficznych diagnoza rodzaju skał macierzystych, wykonana na podstawie obrazu SEM-CL wewnętrznej budowy cyrkonów, posłużyła do wyodrębnienia dwóch podstawowych grup skał: metaosadowych, określonych w pracy jako paragnejsy, oraz metamagmowych, czyli grupy ortognejsów. Badania SEM-CL ziarn cyrkonów *in situ* przeprowadzono w Pracowni Mikroskopii Elektronowej PIG na urządzeniu do katodoluminescencji obrazowej VIS-View 900 i na spektrometrze do pomiaru katodoluminescencji CL firmy SIM GmbH współpracującym z wysoko-próżniowym mikroskopem elektronowym firmy LEO (model 1430) Zeiss. Cechy wewnętrznej budowy cyrkonów były diagnozowane zgodnie z metodyką prezentowaną w Atlasie tekstur cyrkonów (Corfu *in.*, 2003).

Podstawą realizacji zasadniczej części pracy były badania geochemiczne skał metamorficznych. Łącznie opracowano 49 pełnych analiz, z czego w publikacji zamieszczono 31. Badania wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG (CLCh PIG) w Warszawie oraz w Laboratorium ACME w Vancouver w Kanadzie. Pierwiastki główne analizowano metodą fluorescencyjnej spektrometrii rentgenowskiej (XRF) na preparatach proszkowych stapianych (Spektrometr Philips PW 2400, CLCh PIG, Warszawa). Pierwiastki śladowe (o zawartościach mniejszych niż 0,1% wag.), w tym pierwiastki ziem rzadkich, analizowano metodą spektrometrii mas z jonizacją w plazmie indukcyjnie sprzężonej (ICP-MS), w obu laboratoriach, na urządzeniach ELAN DRC II, Perkin Elmer (CLCh PIG) oraz HP7500 Agilent (ACME). Próg wykrywalności dla większości pierwiastków śladowych wynosił 0,1 ppm. Wyjątkiem były oznaczenia pierwiastków ziem rzadkich z możliwością oznaczania koncentracji od 0,05 do 0,01 ppm. Dokładność metody (ICP-MS) była kontrolowana analizami wzorców. Dokładność analityczna w analizach pierwiastków głównych była rzędu 0,5–2,0%, a dla pierwiastków śladowych utrzymywała się na poziomie 1–3%.

W celach porównawczych wykorzystano i reinterpretowano chemiczne analizy archiwalne wybranych skał, dostępne w odpowiednich zeszytach serii publikacji PIG: *Profile głębokich otworów wiertniczych...* Były to w większości analizy pierwiastków głównych wykonane metodą klasyczną, na mokro, oraz analizy dopasowanych pierwiastków śladowych metodą spektralnej analizy emisyjnej.

Kluczowe znaczenie dla powiązania rozpoznanych geochemicznie wydarzeń geologicznych miało wykonanie izoto-



powych analiz wieku metodą U–Pb na cyrkonach i w mniejszym zakresie na monacytach. Separaty cyrkonów i monacytów zostały przygotowane w Pracowni Separacji Minerałów Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego przez Kalinę Dymną. Badania geochronologiczne zostały zrealizowane w laboratorium izotopowym Research School of Earth Science (RSES) w Australian National University ANU w Canberze w listopadzie 2005 r. na podstawie dwustronnej umowy naukowo-badawczej między PIG a RSES-ANU.

Ziarna cyrkonów i monacytów oprawiono w osobnych preparatach epoksydowych wraz z niezbędnymi wzorcami. Zastosowany materiał referencyjny to cyrkon z Sri Lanki SL 13 (z radiogenicznym  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,0928$  i 238 ppm U) oraz monacyt z Thompson Mine WBT 329 (radiogeniczny  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,3152$  i 2100 ppm U). Utwardzone preparaty ścięto i wypolerowano w celu wyeksponowania wnętrza ziarn cyrkonów oraz sfotografowano w świetle odbitym i przechodzącym.

Próbki z separatami cyrkonów rutynowo poddano badaniom katodoluminescencyjnym SEM-CL na mikroskopie skaningowym Hitachi S-2250N (ANU). Analizy izotopowe zostały przeprowadzone na mikrosondzie jonowej SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion Microprobe). W trakcie prac na mikrosondzie jonowej realizowana była procedura analityczna wdrożona przez Williamsa i Claessona (1987).

W przypadku dwóch próbek cyrkonów ze skał metaosadowych zostały przeprowadzone badania detrytycznych cyrkonów, polegające na analizie dużej liczby środków ziarn. Definiowane były populacje wiekowe materiału detrytycznego i określony został maksymalny wiek depozycji osadów wraz z oceną możliwych źródeł materiału detrytycznego. Ten aspekt wykorzystania techniki analiz izotopowych U–Pb SHRIMP na cyrkonach był opisany i upowszechniony przez Fedo i in. (2003). Badania detrytycznych środków ziarn zostały przeprowadzone z uwzględnieniem wymogów statystycznych opisanych przez Dodsona i in. (1988).

## PARAGNEJSY

### SKŁAD CHEMICZNY MINERAŁÓW

W profilu **Mońki IG 2** (jak i Mońki IG 1) w składzie mineralnym szarych gnejsów występuje kwarc, skałen potasowy, plagioklaz, niekiedy albit oraz łyszczyki, epidot, cyrkon, apatyt, tytanit, tlenki Ti–Fe (Wołkowicz, 1996). W wielu partiach profilu tekstura skał jest kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek biotyту i muskowitu (tabl. I). Gnejsy różnią się proporcjami łyszczyków, kwarcu i skałeni oraz składem plagioklazów, szczególnie pomiędzy spągami a stropem profilu. W próbce z głębokości 819 m (M-819) występują kwaśne oligoklasy (15,6% mol. An) oraz albity (1,3–8,9% mol. An) (tab. 1). Znaczącą rolę odgrywają jasne łyszczyki (tabl. I). Obok dużych blaszek muskowitu, często w środkowych partiach skorodowanych, występują formy drobniejsze, w laminach stowarzyszone z biotytem i epidotem. Skład chemiczny, a szczególnie zawartość żelaza całkowitego od 4,8 do 5,5% wag.  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , przy ilości magnezu od 1,6 do 1,8% wag.  $\text{MgO}$ , świadczy o obecności fengitu. Ten jasny łyszczyk stanowi roztwór stały członów końcowych: muskowitu  $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  oraz seladonitu  $\text{K}(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{Al}_{1-x}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_x[\text{Al}_{1-x}\text{Si}_{3+x}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  (Fleet, 2003). Analizowane fengity są w różnym stopniu wzbogacone w Si,  $\text{Fe}_{\text{tot}}$  i Mg, wszystkie jednak zachowują podobne relacje Al–Si w przeliczeniu na komórkę elementarną (tab. 2). Ciemne łyszczyki z próbki M-819 wykazują tylko nieznaczne zróżnicowanie chemiczne. Udziały tytanu, magnezu i żelaza całkowitego zmieniają się w niewielkim zakresie, odpowiednio:  $\text{TiO}_2$  od 1,13 do 1,31% wag.,  $\text{MgO}$  od 9,76 do 10,03% wag. i  $\text{FeO}$  od 20,16 do 20,82% wag.

W spągu profilu Mońki udział jasnych łyszczyków jest mniejszy, a skład plagioklazów bardziej wapniowy. W próbce M-1460 typowe są oligoklasy (~21% mol. An) oraz kwaśne andezyny (~35% mol. An). Biotyt z głębokości 1460 m (nie pokazano w tabeli) w porównaniu z próbka z głębokości

819 m jest nieco bogatszy w tytan (1,71%  $\text{TiO}_2$ ) i magnez (12,99%  $\text{MgO}$ ), przy niższej zawartości żelaza całkowitego ( $\text{FeO}$  15,87% wag.).

Epidoty występujące w gnejsach z Moniek reprezentują grupę klinozoizyt–epidot. Typową cechą jest budowa pasowa, która wyraża się zmianą zawartości  $\text{Fe}^{3+}$  – Al między brzegiem a środkiem.

Niezwykle istotna jest obfitość akcesorycznego cyrkonu, który przywiązany jest do biotyту. Występuje także w jasnych laminach skałeniowo-kwarcowych (tabl. I). Rozpoznano ziarna różnej wielkości i o różnych cechach morfologicznych, co sugeruje ich detrytyczny charakter. Potwierdzają to obrazy BSE z mikroskopu elektronowego, w centralnych częściach ziarn ujawniające obecność oddzielnych fragmentów detrytycznych oraz cienkie obwódki na brzegu (tabl. II).

Próbki gnejsów z otworu **Jastrzębna IG 1** zostały wybrane do analiz petrograficznych ze względnie homogenicznej partii, odmiany kordierytowo-sylimanitowej z głębokości 595, 595,5 i 601 m. Skały zawierają plagioklasy przeważające nad skałeniem potasowym i kwarcem oraz kordieryt, drobnoigielkowy sylimanit, biotyt, liczne ziarna magnetytu, ilmenitu, monacytu i cyrkonu (tabl. III). W obu próbkach plagioklasy reprezentowane są przez andezyny o udziale 39–42% mol. An (tab. 1). Skład chemiczny biotyту cechuje zawartość żelaza całkowitego w zakresie 21,01–21,58% wag.  $\text{FeO}$  (tab. 2), przy większych wahaniami magnezu i tytanu, odpowiednio 8,93–9,97% wag.  $\text{MgO}$  i 2,84–3,43% wag.  $\text{TiO}_2$ . Cyrkon i monacyt są częstym składnikiem w szlifach z Jastrzębnej (tabl. III). Ziarna pojawiają się jako wrostki w biotycie, w pobliżu blaszek biotyту, a także w dużych blastach kordierytu, gdzie wywołują wyraźne pola pleochroiczne. Podobnie jak w paragnejsach z Moniek, cyrkon odznacza się bardzo zmienną morfologią. Badania SEM-CL próbek z Jastrzębnej ujawniają detrytyczne fragmenty ziarn (tabl. IIf).

Tabela 1

## Wybrane analizy mikrosondowe plagioklazów z paragnejsów z otworów Mońki IG 2, Wigry IG 1 i Jastrzębna IG 1

Selected electron microprobe analyses of plagioclase from paragneisses from the Mońki IG 2, Wigry IG 1 and Jastrzębna IG 1 boreholes

WDS [% wag.]	Mońki IG 2, 819 m, M-819				Mońki IG 2, 1460 m, M-1460				Wigry IG 1, 1503 m, W-1503			EDS [% wag.]	Wigry IG 1, 1483 m, W-1483		Jastrzębna IG 1, 595 m, J-595			
SiO <sub>2</sub>	65,78	68,27	66,90	64,96	63,33	58,76	64,00	53,93	51,86	51,82	SiO <sub>2</sub>	61,59	61,62	59,18	58,29	59,27	59,64	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,00	19,32	20,72	22,22	23,36	25,45	23,13	29,51	30,87	30,98	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,68	23,69	25,4	26,16	25,69	23,87	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	Na <sub>2</sub> O	7,52	7,48	7,34	6,8	6,96	6,91	
CaO	1,81	0,28	1,86	3,30	4,47	7,39	4,49	11,77	13,64	13,47	K <sub>2</sub> O	0,24	0,24	0,25	0,27	0,22	0,26	
FeO	0,13	0,03	0,16	0,05	0,00	0,10	0,02	0,43	0,24	0,20	CaO	6,11	6,81	8,76	9,2	8,65	8,96	
BaO			0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	TiO <sub>2</sub>	0,14	0,08	0,12	0,23	0	0,12	
Na <sub>2</sub> O	10,72	11,37	10,48	9,77	9,18	7,52	8,88	5,03	4,06	4,13	FeO	0,43	0,010	0,1	0	0	0,1	
K <sub>2</sub> O	0,06	0,10	0,09	0,14	0,07	0,04	0,00	0,06	0,05	0,03	suma	99,71	99,93	101,15	100,95	100,79	99,86	
suma	99,51	99,37	100,26	100,52	100,41	99,26	100,52	100,73	100,73	100,64								
Liczba kationów na 8 atomów tlenu										Liczba kationów na 8 atomów tlenu								
Si	2,905	2,999	2,928	2,849	2,788	2,644	2,808	2,425	2,343	2,342	Si	2,74	2,75	2,630	2,599	2,636	2,680	
Al	1,093	1	1,069	1,149	1,212	1,349	1,196	1,564	1,643	1,650	Al	1,24	1,25	1,330	1,374	1,347	1,264	
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	Na	0,65	0,65	0,632	0,588	0,577	0,602	
Ca	0,086	0,013	0,087	0,155	0,211	0,356	0,211	0,567	0,66	0,652	K	0,01	0,01	0,014	0,015	0,012	0,015	
Fe	0,005	0,001	0,006	0,002	0	0,004	0,001	0,016	0,009	0,007	Ca	0,29	0,33	0,417	0,439	0,412	0,431	
Ba			0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	Ti	0	0	0	0	0	0	
Na	0,918	0,969	0,89	0,831	0,784	0,656	0,755	0,439	0,356	0,362	Fe	0,02	0	0,004	0,000	0,000	0,004	
K	0,004	0,006	0,005	0,008	0,004	0,002	0	0,003	0,003	0,002	suma	4,95	4,99	5,028	5,016	4,985	4,996	
suma	5,011	4,988	4,986	4,995	4,999	5,011	4,971	5,014	5,015	5,015								
[% mol.]																		
Ab	91,1	98,1	90,6	83,6	78,5	64,7	78,2	43,5	34,9	35,6	Ab	68,42	65,66	59,46	56,38	57,60	57,43	
Or	0,4	0,6	0,5	0,8	0,4	0,2	0,0	0,3	0,3	0,2	Or	1,05	1,01	1,33	1,47	1,25	1,42	
An	8,5	1,3	8,9	15,6	21,1	35,1	21,8	56,2	64,8	64,2	An	30,53	33,33	39,21	42,15	41,15	41,15	

Gnejsy biotytowo-granatowe i biotytowe z otworu **Wigry IG 1** (głęb. 1469, 1483 i 1503 m) cechuje struktura porfiroblastyczna i tekstura kierunkowa. W składzie mineralnym oprócz dominującego plagioklazu, skalenia potasowego, kwarcu, biotyту, ilmenitu, a także magnetytu, apatyту i cyrkonu obecne są dodatkowo granaty (tabl. III). Plagioklasy reprezentowane są najczęściej przez kwaśny andezyn (30,3–33,3% mol. An), miejscami zserycytizowany. Dla odmiany, w bardziej maficznym gnejsie z głębokości 1503 m zawartość wapnia w plagioklazach jest wyraźnie wyższa i dochodzi do 64% mol. An.

Biotyty z gnejsów z Wigier wykazują najwyższą zawartość magnezu 13,9–14,9% wag. MgO, przy udziale żelaza: 15,0–20,7% wag. FeO<sub>tot.</sub> i wahaniach tytanu od 1,0 do 3,2% wag. TiO<sub>2</sub>.

Granaty tworzą drobne blasty (np. 480 μm) bez wrostków oraz duże porfiroblasty (np. >3000 μm), często spękane, z licznymi wrostkami biotyту, niekiedy schlorytizowanymi (tabl. IIIe, f). Udziały głównych składników różnią się

w pewnym zakresie, zawsze jednak dominuje zawartość ok. 80% cząsteczki almandynowej (tab. 3). W próbce W-1483 typowy jest skład o względnie wyższej zawartości żelaza całkowitego i mniejszej magnezu (Alm<sub>79,6–82,5</sub> Sp<sub>s3,5–5,1</sub> Grs<sub>4,7–5,4</sub> Prp<sub>8,7–10,6</sub>) w porównaniu z granatami z głębokości 1469 m (Alm<sub>75–77,3</sub> Sp<sub>s3,8</sub> Grs<sub>4,4–4,7</sub> Prp<sub>14,1–16,8</sub>). W obu próbkach (W-1469, W-1483) notowane są liczne wrostki akcesorycznego monocyту i cyrkonu. Obrazy SEM-CL ujawniają detrytyczny charakter budowy środków ziarn, z metamorficznymi obrostami na brzegach cyrkonów.

## WARUNKI METAMORFIZMU

Warunki metamorfizmu w paragnejsach z trzech opisanych profili oceniano głównie na podstawie kalibracji termometru biotytowego (Henry i in., 2005), która jako funkcje temperatury wykorzystuje nasycenie powierzchni blaszek

Tabela 2

## Wybrane analizy mikrosondowe fengitów i biotytów z paragnejsów z otworów Mońki IG 2, Wigry IG 1 i Jastrzębna IG 1

Selected electron microprobe analyses of phengite and biotite from paragneisses in the Mońki IG 2, Wigry IG 1 and Jastrzębna IG 1 boreholes

WDS [% wag.]	Mońki IG 2, 819 m, M-819											Wigry IG 1, 1469 m, W-1469			EDS [% wag.]	Jastrzębna IG 1, 595 m, J-595			
	fengit					biotyt						biotyt				biotyt			
SiO <sub>2</sub>	49,61	50,13	50,17	49,52	50,07	35,70	36,07	35,95	36,41	36,22	32,64	36,67	36,58	SiO <sub>2</sub>	34,51	35,19	35,15	34,53	
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,66	0,54	0,49	0,54	1,18	1,31	1,18	1,13	1,17	1,01	3,20	2,22	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,58	17,24	17,40	17,29	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,54	31,72	31,33	31,62	31,00	16,46	16,36	16,62	16,69	16,46	17,40	16,23	16,73	TiO <sub>2</sub>	2,93	2,84	3,43	3,41	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,04	0,01	0,02	0,00	0,05	0,04	0,05	0,02	0,04	0,01	0,02	0,00	MgO	9,97	8,9	9,78	9,45	
MgO	1,84	1,66	1,73	1,59	1,78	9,76	9,99	9,80	9,94	10,03	14,94	14,78	13,99	CaO	*	*	*	*	
CaO	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	MnO	0,33	0,02	0,21	0,16	
MnO	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,43	0,27	0,22	0,36	0,41	0,11	0,00	0,02	FeO	21,36	21,59	21,01	21,58	
FeO	5,35	4,82	5,18	5,46	5,18	20,82	20,44	20,31	20,58	20,17	20,70	15,02	15,77	Na <sub>2</sub> O	0,54	0	0,02	0,63	
BaO	0,44	0,01	0,18	0,25	0,55	0,00	0,23	0,23	0,00	0,13	0,08	0,00	0,00	K <sub>2</sub> O	10,77	11,21	11,05	10,90	
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,16	0,21	0,18	0,20	0,02	0,04	0,04	0,08	0,04	0,17	0,17	0,12	suma	97,99	96,99	98,05	97,95	
K <sub>2</sub> O	10,43	10,67	10,46	10,40	10,50	9,86	9,96	9,87	9,66	9,99	4,87	9,59	9,71						
H <sub>2</sub> O	4,59	4,66	4,65	4,62	4,63	3,84	3,87	3,85	3,89	3,87	3,83	4,03	3,99						
suma	103,60	104,62	104,55	104,19	104,45	98,13	98,57	98,14	98,75	98,53	95,78	99,70	99,14						
Liczba kationów na 22 atomy tlenu														Liczba kationów na 22 atomy tlenu					
Si	6,483	6,453	6,473	6,424	6,485	5,571	5,597	5,596	5,617	5,613	5,109	5,461	5,495	Si	5,240	5,391	5,311	5,254	
Ti	0,057	0,063	0,052	0,048	0,052	0,139	0,153	0,138	0,131	0,136	0,119	0,358	0,250	Al <sub>IV</sub>	2,760	2,609	2,689	2,716	
Al	4,704	4,812	4,765	4,834	4,733	3,028	2,992	3,049	3,035	3,007	3,209	2,849	2,962	Al <sub>VI</sub>	0,385	0,503	0,404	0,335	
Cr	0,002	0,004	0,001	0,002	0,000	0,007	0,005	0,006	0,002	0,005	0,001	0,003	0,000	Ti	0,335	0,327	0,39	0,39	
Mg	0,358	0,318	0,332	0,307	0,344	2,271	2,311	2,275	2,285	2,316	3,485	3,281	3,134	Mg	2,257	2,033	2,203	2,144	
Ca	0,000	0,000	0,008	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000	Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,000	0,01	0,006	0,000	0,000	0,057	0,035	0,029	0,046	0,054	0,015	0,000	0,003	Mn	0,042	0,003	0,027	0,021	
Fe	0,585	0,519	0,559	0,593	0,561	2,717	2,653	2,644	2,655	2,613	2,709	1,87	1,981	Fe	2,712	2,766	2,654	2,746	
Ba	0,022	0,001	0,009	0,012	0,028	0,000	0,014	0,014	0,000	0,008	0,005	0,000	0,000	Na	0,159	0,000	0,006	0,186	
Na	0,052	0,041	0,051	0,046	0,049	0,005	0,012	0,013	0,023	0,011	0,05	0,048	0,036	K	2,086	2,190	2,13	2,116	
K	1,738	1,752	1,722	1,722	1,735	1,962	1,972	1,959	1,901	1,974	0,971	1,823	1,861	suma	15,976	15,822	15,814	15,908	
H	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000						
suma	14,001	13,973	13,978	13,994	13,987	15,757	15,744	15,724	15,696	15,737	15,679	15,693	15,722						

\* nie oznaczono / not detected

w Ti wyrażone w ilościach anionów na komórkę elementarną (a.p.f.u.) oraz stosunek Mg/(Mg+Fe).

W biotytach z próbki M-819 temperaturę metamorfizmu określono na 490–520 ±24°C. Jest to zakres facji zieleńcowej. W głębszych partiach profilu (M-1460) uzyskano temperatury ok. 590–610 ±24°C, wskazujące na warunki facji amfibolitowej (fig. 2a).

Współwystępowanie ciemnego i jasnego łyśczyku w próbkę M-819 umożliwiło zastosowanie termometru muskowitzo-biotytowego (Hoisch, 1989), opartego na reakcji wymiany składnika Tscherbaka [MgAlSi<sub>2</sub>]. Uzyskane temperatury obejmowały zakres od 423 do 526°C. Generalnie

można je uznać za analogiczne do obliczonych na podstawie składu samego biotyty.

Zawartość Si w strukturze jasnych łyśczyków jest w znacznym stopniu zależna od ciśnienia (Massone, Schreyer, 1987). W skałach metamorficznych niskich i umiarkowanych ciśnieniach (facja zieleńcowa do amfibolitowej) łyśczyki, najczęściej z szeregu muskowitz–seladonit, cechuje udział zwykle 3,0–3,3 atomów Si na komórkę elementarną struktury (a.p.f.u.). W skałach wysokich ciśnieniach (facja łupków glaukofanowych, eklogitowa) występują człony pośrednie tego szeregu, charakteryzujące się zwykle od 3,3 do 3,55 Si a.p.f.u. W próbce M-819 skład chemiczny jasnych łyśczyków



Tabela 3

Wybrane analizy mikrosondowe granatów z gnejsów biotytowo-granatowych z otworu Wigry IG 1  
Selected electron microprobe analyses of garnet in garnet-biotite gneisses from the Wigry IG 1 borehole

WDS	W-1469				EDS	W-1483										
[% wag.]					[% wag.]	r	c	r	r	r	r	r	c	c	r	r
SiO <sub>2</sub>	37,70	37,11	36,83	37,11	SiO <sub>2</sub>	33,85	34,99	35,33	35,56	34,60	34,49	35,48	35,20	33,60	34,33	34,68
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,07	0,03	0,00	TiO <sub>2</sub>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,24	20,92	20,93	21,08	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,21	18,90	18,75	18,83	19,65	19,21	19,14	18,23	20,08	19,24	19,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,02	0,00	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,41	0,45	0,32	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
MgO	4,30	4,18	3,62	4,18	MgO	2,44	2,81	2,80	2,34	2,82	2,92	2,61	2,41	2,53	2,61	2,84
CaO	1,56	1,55	1,68	1,61	CaO	1,83	1,89	1,82	1,64	1,88	1,74	1,70	1,79	1,83	1,90	1,97
MnO	1,72	1,72	1,73	1,73	MnO	1,69	2,41	1,95	2,42	2,01	1,51	2,07	2,02	1,75	2,37	2,17
FeO	34,26	34,21	35,32	34,32	FeO	40,01	39,01	40,12	39,39	39,06	39,35	39,00	39,48	39,23	39,42	38,34
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,05	0,02	Na <sub>2</sub> O	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
suma	101,13	100,20	100,65	100,37	suma	99,03	100,01	100,77	100,18	100,02	99,22	100	99,13	99,02	99,87	99,71
Liczba kationów na 12 atomów tlenu																
Si	2,985	2,973	2,957	2,969	Si	2,86	2,91	2,92	2,95	2,87	2,89	2,94	2,96	2,82	2,87	2,88
Ti	0,002	0,005	0,002	0,000	Ti	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Al	1,983	1,976	1,980	1,988	Al	1,91	1,85	1,83	1,84	1,92	1,90	1,87	1,80	1,99	1,89	1,93
Cr	0	0,001	0,0015	0	Cr	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Fe	0,019	0,025	0,028	0,020	Fe	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Mg	0,508	0,5	0,4335	0,499	Mg	0,31	0,35	0,35	0,29	0,35	0,36	0,32	0,30	0,32	0,33	0,35
Ca	0,133	0,133	0,145	0,138	Ca	0,17	0,17	0,16	0,15	0,17	0,16	0,15	0,16	0,17	0,17	0,18
Mn	0,116	0,117	0,118	0,117	Mn	0,12	0,17	0,14	0,17	0,14	0,11	0,15	0,14	0,12	0,17	0,15
Fe	2,269	2,292	2,371	2,297	Fe	2,82	2,71	2,77	2,73	2,71	2,76	2,70	2,77	2,76	2,76	2,66
Na	0	0,002	0,008	0,003	Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
suma	8,013	8,023	8,0415	8,028	suma	8,19	8,16	8,17	8,13	8,16	8,18	8,13	8,13	8,18	8,19	8,15
[% mol.]																
Prp	16,8	16,4	14,1	16,3	Prp	9,1	10,3	10,2	8,7	10,4	10,6	9,6	8,9	9,5	9,6	10,5
Grs	4,4	4,4	4,7	4,5	Grs	5,0	5,0	4,7	4,5	5,0	4,7	4,5	4,7	5,0	5,0	5,4
Sps	3,8	3,8	3,8	3,8	Sps	3,5	5,0	4,1	5,1	4,2	3,2	4,5	4,2	3,6	5,0	4,5
Alm	75,0	75,3	77,3	75,3	Alm	82,5	79,7	81,0	81,7	80,4	81,4	81,3	82,2	81,9	80,5	79,6

\* nie oznaczono / not detected; r – brzeg ziarna / rim; c – środek ziarna / core

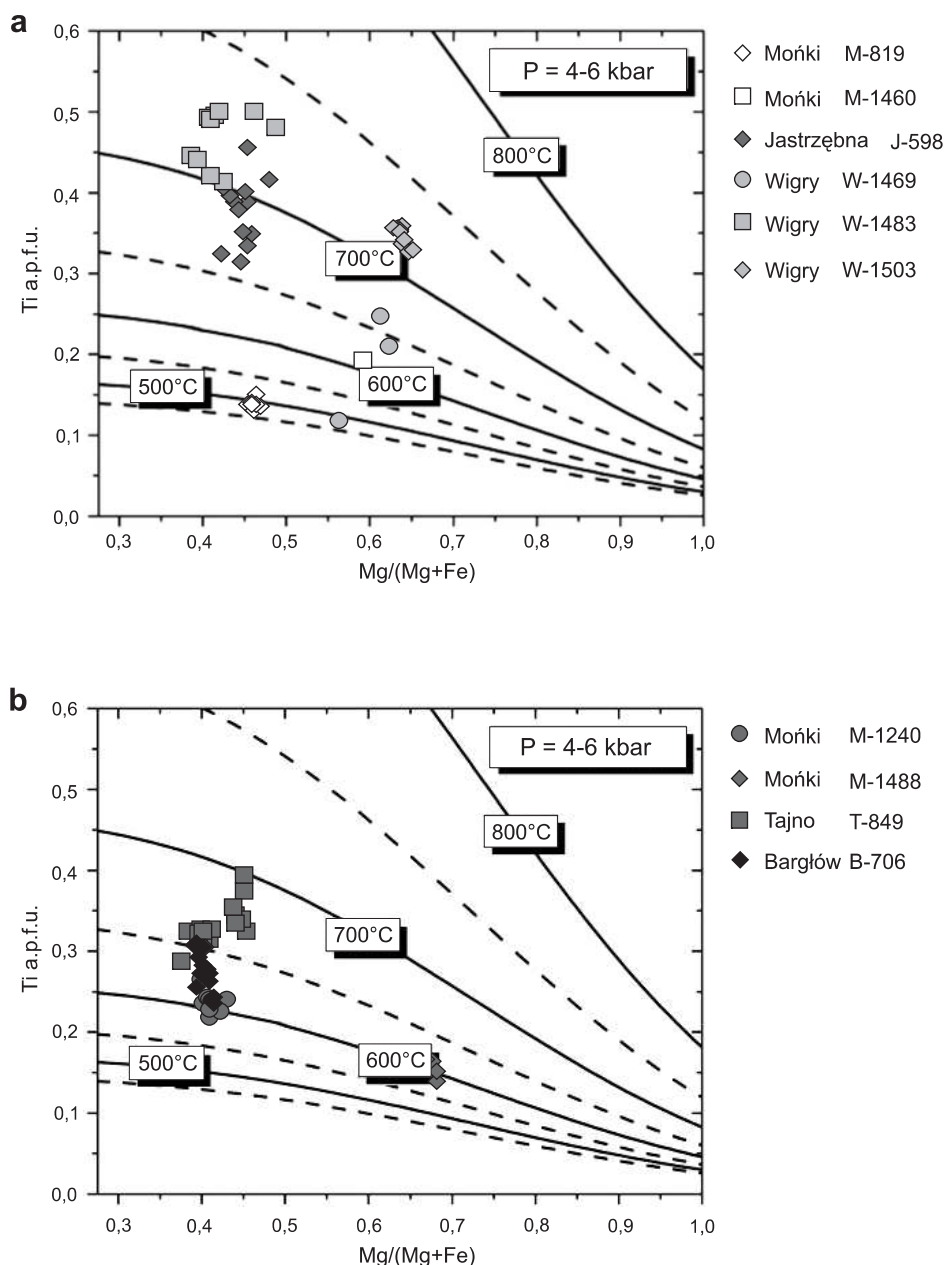
wskazuje na nisko- lub średniociśnieniowe warunki metamorfizmu.

W gnejsach kordierytowo-sylimanitowych z Jastrzębnej warunki metamorfizmu oceniano na podstawie termometru biotytowego (Henry i in., 2005). Większy udział tytanu w biotycie, w przeliczeniu na ilość anionów na komórkę elementarną w granicach 0,32–0,41 a.p.f.u. Ti, świadczy o wyższych temperaturach, tuż powyżej izotermy 650°C (fig. 2a). W poszczególnych obliczeniach uzyskano rezultaty w głównym zakresie facji amfibolitowej, od 664 do 712 ±24°C.

W gnejsach biotytowo-granatowych z Wigier formułę termometru biotytowego (*op. cit.*) zastosowano do blaszek

o najlepszym stopniu zachowania, ale różnej lokalizacji. Uzyskany został zakres temperatur od 664 do 734°C. Wrostki biotytowe w granatach zachowały wyższe temperatury: 703–734°C (W-1469) i ok. 726°C (W-1483), z dokładnością ±24°C. Oznacza to, że gnejsy z Wigier były metamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej na pograniczu z granulitową. W porównaniu z dotychczas badanymi paragnejsami są to względnie najwyższe temperatury metamorfizmu.

Występowanie granatów w skałach metaosadowych z Wigier pozwoliło na zastosowanie termometru granatowo-biotytowego (grt-bt). Konsekwencją dużej zmienności



**Fig. 2.** Izotermy (Henry i in., 2005) i temperatury metamorfizmu obliczone z zawartości Ti vs Mg/(Mg+Fe<sub>tot</sub>) w biotycie: **a** – dla próbek paragnejsów, **b** – dla próbek ortognejsów

Isotherms (Henry *et al.*, 2005) and temperatures of metamorphism calculated from Ti vs Mg/(Mg+Fe<sub>tot</sub>) contents in biotite: **a** – paragneiss samples, **b** – orthogneiss samples

składu chemicznego biotytów i granatów jest zapis różnych temperatur wymiany kationów Fe<sup>2+</sup> i Mg (stan równowagi?). Z zastosowanych siedmiu kalibracji do dalszej dyskusji preferowana była najprostsza formuła Ferry'ego i Speara (1978), jako bardziej odpowiednia do analiz mikrosondowych, częściowo wykonywanych metodą mikrosondy energetycznej EDS. Obliczenia temperatur zostały oparte na założeniu, że ciśnienie nie przekraczało 5 kbar. Uzyskane w ten sposób temperatury, w zależności od kalibracji, obejmowały szeroki zakres od 470 do 623°C. Uwzględniając tylko formułę Ferry'ego i Speara (1978) okazuje się, że centralne partie porfiroblastów granatów i nieschlorytyzowane

wrostki biotytowe wskazują na temperatury metamorfizmu ok. 569–571°C (podobny zakres dla obu próbek W-1469 i W-1483). Ta sama kalibracja dla brzegów granatów i otaczających biotytów rejestruje temperatury niższe, rzędu 454–486°C (W-1469) oraz 474–524°C (W-1483). Nie ma potwierdzenia najwyższych temperatur (>700°C), obliczonych na podstawie składu samego biotyty, szczególnie z wrostków biotytowych. Brak sylianitu w gnejsach biotytowo-granatowych z Wigier uniemożliwia zastosowanie barometru i ocenę ciśnienia metamorfizmu.

CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA  
PARAGNEJSÓW

Szczegółowe rozważania geochemiczne dotyczące wybranej grupy paragnejsów oparto na 20 nowych analizach pierwiastków głównych i śladowych z próbek z profili: Mońki IG 2 (6 próbek gnejsów biotytowych), Jastrzębna IG 1 (8 próbek gnejsów kordierytowo-sylimanitowych) oraz Wigry IG 1 (6 próbek gnejsów biotyto-granatowych). Wyniki badań geochemicznych przedstawiono w tabeli 4. Pomocniczo na niektórych diagramach zostały wykorzystane publikowane wcześniej wyniki analiz ze wspomnianych trzech otworów wiertniczych (Dziedzic, 1976; Wołkowicz, 1996; Jackowicz, 2000).

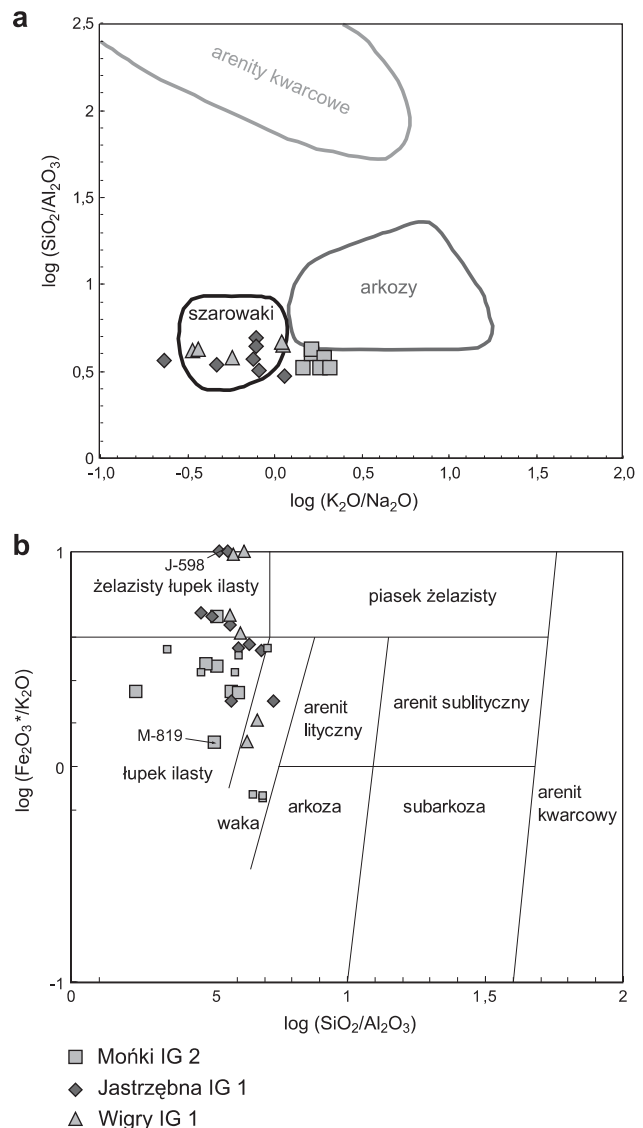
W dwóch przypadkach Mońki M-1468 i Wigry W-1503 badano osobno maficzną, ciemniejszą (c) i jaśniejszą (j) część próbki. To wyjaśnia wyniki analiz MgO odbiegające od głównego trendu (3,06 i 6,53% wag.). Ponadto w jednej z próbek z Jastrzębnej (J-601) dość obficie występował magnetyt, co w konsekwencji wpłynęło na wysoki udział  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  całk. (22,92% wag.).

Próbki wybrane z trzech różnych profili reprezentują paragnejsy różniące się składem mineralnym. Skały charakteryzują się zbliżoną, niską i umiarkowaną zawartością krzemionki od 50,90 do 68,65% wag. Pomijając te trzy skrajne przypadki, zawartości pozostałych głównych tlenków wynoszą: MgO 1,44–3,51% wag.,  $\text{TiO}_2$  0,47–1,13% wag.,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  5,57–13,48% wag.,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,7–18,46% wag.,  $\text{Na}_2\text{O}$  1,77–3,82% wag., przy bardziej zmiennym  $\text{K}_2\text{O}$  0,81–4,54% wag., i CaO 1,41–5,32% wag. Wartość współczynnika chemicznego wietrzenia  $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$  (Nesbit, Young, 1982) przyjmuje najwyższą wartość zbliżoną do 70 w próbkach z Moniek, wykazując względnie największy stopień wietrzenia skał. Dla odmiany gnejsy z Wigier osiągają niższe wartości CIA, najczęściej ok. 55–60, co oznacza niski stopień wietrzenia i małą dojrzałość skał protolitu osadowego.

Parametry Si/Al oraz K/Na w paragnejsach są zbliżone i na diagramie klasyfikacyjnym dla skał osadowych  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  vs  $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  (Lindsey, 1999) projekcje tworzą dość zwartą grupę obejmującą pola wak i arkoz (fig. 3a). Podobna, geochemiczna klasyfikacja osadów terygenicnych Herrona (1988) jest niekiedy stosowana także dla skał metamorficznych (Skridlaite, Motuza, 2001). Korzystanie z zawartości pierwiastków głównych ( $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  i  $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ) zawsze wymaga ostrożności w przypadku skał zmienionych termicznie. Zakładając metamorfizm izochemiczny, paragnejsy z Moniek mogą mieć skład zbliżony do łupków ilastych i niekiedy wak. Paragnejsy z Jastrzębnej projektują się w polu żelazistych łupków ilastych, rzadziej łupków ilastych. Natomiast gnejsy granatowo-biotytowe z Wigier lokują się w polu łupków żelazistych i wak (fig. 3b). Te same kryteria (*op. cit.*) stosowano wcześniej do klasyfikacji suprakrystalnych skał pochodzenia metaosadowego z litewskiej części kratonu EEC. Projekcje obejmowały także pola łupków i łupków żelazistych (paragnejsy z domeny zachodnioliteńskiej WL) oraz pola wak i łupków (paragnejsy

z domeny wschodnioliteńskiej EL). Przy podobnej mineralogii wskazuje to na istotne analogie geochemiczne.

Maficzny charakter (cechy łupków żelazistych) próbek z Jastrzębnej podkreśla także wysoka zawartość kobaltu, wadnu i niklu (tab. 4): Co 20–44,4 ppm, V 113–196 ppm i Ni 50–198 ppm. Te same pierwiastki w gnejsach z Moniek i Wigier występują w mniejszych koncentracjach: Co 8–25 ppm, V 44–120 ppm i Ni 40–116 ppm. Zawartości wspomnianych, dopasowanych pierwiastków śladowych i ich stosunki w funkcji  $\text{TiO}_2$  w gnejsach z Jastrzębnej posłużyły do porównania z analizami archiwalnymi (Dziedzic, 1976). Skomponowane zostały diagramy binarne z wykorzystaniem stosunków diagnostycznych pierwiastków śladowych: Ni, Co, V, Cr, Sc, często stosowanych dla skał klastycznych



**Fig. 3. Diagramy klasyfikacyjne dla skał klastycznych według: a – Lindseya (1999), b – Herrona (1988). Zaznaczono pozycję datowanych próbek**

Classification diagrams for clastic rocks after: **a** – Lindsey (1999), and **b** – Herron (1988). Location of dated samples is marked



Tabela 4

## Skład chemiczny paragnejsów z otworów Mońki IG 2, Wigry IG 1 i Jastrzębna IG 1

Major and trace elements composition of paragneisses from the Mońki IG 2, Wigry IG 1 and Jastrzębna IG 1 boreholes

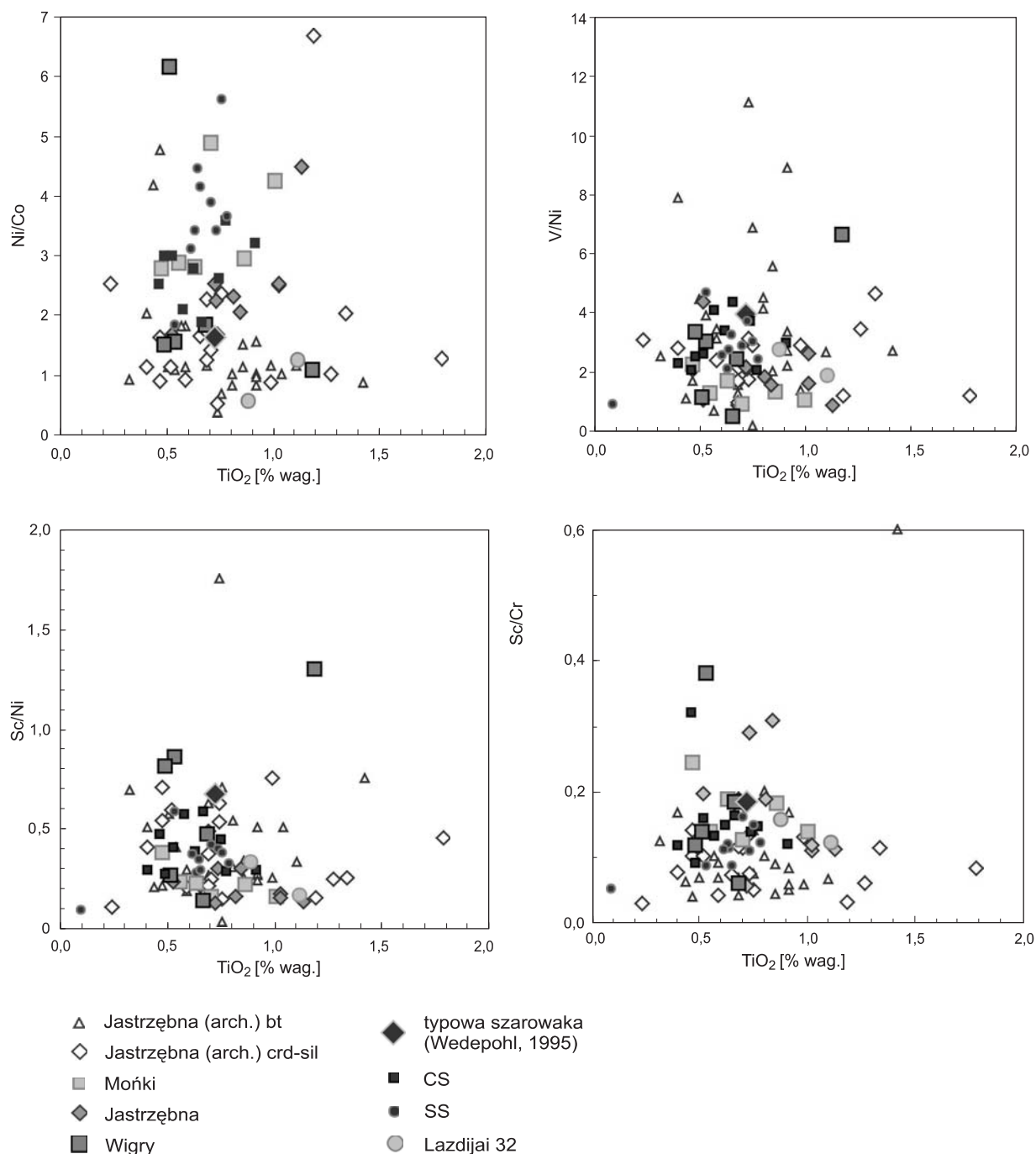
[% wag.]	Mońki IG 2						Jastrzębna IG 1								Wigry IG 1					
	M-819	M-1347	M-1460	M-1468 j	M-1468 c	M-1523	J-595	J-601	J-595	J-598	J-590	J-626	J-602	J-553	W-1300	W-1469	W-1483	W-1503 c	W-1503 j	W-1506
SiO <sub>2</sub>	60,96	65,00	64,75	63,37	57,83	58,6	62,33	50,90	54,29	62,47	56,97	67,65	65,09	68,65	66,13	65,81	67,52	55,35	59,21	61,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,46	16,10	15,35	16,74	17,27	17,6	16,61	14,80	18,35	16,95	17,68	13,84	14,68	12,70	14,77	15,81	14,5	14,99	15,72	14,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,87	6,91	7,49	7,58	10,36	10,59	8,83	22,92	13,48	10,01	10,94	7,26	8,04	6,27	4,82	5,32	5,57	8,85	8,98	10,7
MgO	2,11	2,21	2,12	2,14	3,06	2,46	2,75	1,60	4,14	1,44	3,51	2,37	2,68	2,14	1,26	1,32	1,64	6,53	2,82	1,91
CaO	2,10	1,51	1,6	1,41	1,64	1,32	2,77	3,31	2,37	3,67	2,63	2,95	3,12	2,18	2,91	3,92	2,13	8,43	4,92	5,32
Na <sub>2</sub> O	3,10	1,94	1,88	1,77	1,94	1,73	2,55	2,80	2,29	3,48	2,71	2,70	2,81	2,25	3,31	3,82	3,1	1,49	3,16	2,51
K <sub>2</sub> O	4,54	3,14	3,05	3,39	3,54	3,61	1,94	1,31	2,60	0,81	2,20	2,11	2,19	3,13	3,69	1,28	3,41	0,86	1,81	0,92
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,55	0,7	0,63	0,86	1	0,84	1,02	1,13	0,52	1,02	0,73	0,81	0,72	0,66	0,51	0,53	0,48	0,68	1,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,09	0,13	0,14	0,13	0,11	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,16	0,13	0,05	0,11	0,42	0,22
MnO	0,06	0,07	0,06	0,06	0,09	0,1	0,08	0,11	0,11	0,06	0,10	0,07	0,07	0,05	0,09	0,18	0,1	0,36	0,22	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,009	0,017	0,021	0,011	0,017	0,017	0,01	0,023	0,03	0,006	0,019	0,009	0,009	0,016	0,008	0,017	0,005	0,044	0,043	0,009
LOI	2	2,10	2,6	2,5	3	2,6	1,10	0,80	1,00	0,6	*	*	*	*	2	1,8	1,2	2,4	1,9	1,6
suma	99,73	99,62	99,77	99,75	99,75	99,76	99,93	99,64	99,86	100,05	97,799	99,718	99,518	98,118	99,81	99,92	99,76	99,91	99,89	99,99
ClA	61	66,90	66,2	68	66,9	69,4	62,33	62	67,7	63	65,7	59,5	59,9	58,3	55,0	58,5	57,5	57,6	57,5	58,9
[ppm]																				
Rb	242	111,4	128	123,9	149,1	118,8	90,7	59,5	122,2	32,7	101	95	116	122	114,5	40,8	106	35	87	37,3
Ba	835,2	605,8	634,7	767,4	710,5	799,9	737	269,4	737,2	274,2	815	545	637	1033	1259,6	404,5	856,5	189,8	706,8	122
Nb	13,8	10,1	11,7	10,5	12,5	14,3	11,7	10,5	13,6	3,4	10	14	19	18	10,1	10,9	11,7	6	9,9	15,9
Ni	40	70	116	63	98	106	72	103	198	35,30	103	58	71	50	73,3	60,8	15,2	43,1	36,2	22,4
Sr	280,4	186,3	174,1	153,5	173,2	156,6	336,1	348,9	290,1	433,5	314	256	323	288	251,7	229,3	187,6	114,1	217,8	173,3
V	95	96	116	113	139	122	121	282	196	158	175	129	137	113	44	77	48	150	92	151
Y	35,1	14,9	31,2	22,3	34	26,1	7,6	16,6	9,3	6,5	9	10	7	6	12,8	34,1	47,9	24,1	32,1	20,6
Pb	17,3	4,5	5,9	5,4	6,5	4	3,7	*	*	1,6	18	16	16	22	3,5	4,2	4,8	6,7	3,6	4,6
Ta	0,8	1,1	1	1	1,4	1,8	0,8	0,6	0,8	0,3	*	*	*	*	0,4	0,8	0,5	0,5	0,4	0,7
Hf	4,2	5,2	5,7	3,5	5,7	4,9	6,8	31,7	6,9	3,6	*	*	*	*	7,9	6	6,6	1,9	2	3,3
Zr	155,6	174,2	193,5	119,7	179,4	159,7	211,5	1014	256,8	120,7	207	159	207	392	282,5	189,3	199,7	54,2	71,7	115,6
Th	13,4	19,7	14,6	10,8	16,3	17,3	8,8	31,2	22,2	8,9	17	15	9	8	6,2	11,3	15	7,1	6,2	5
U	4,4	3,8	3,3	2,9	5,3	3,4	1,4	1,8	1,1	1	<3	<3	<3	<3	0,8	3	1,5	1,9	0,8	0,7
Co	14,4	24,4	23,8	22,5	33,5	25	35,6	41,5	44,4	21,3	41	26	31	20	8	9,9	9,9	28,8	19,9	21,2
Sc	15	16	18	14	21	16	21	17	25	8	15	17	11	6	10	16	13	35	17	29
Cs	13,6	6,3	6,4	5,4	8,7	6,2	1,8	0,9	2,5	0,8	*	*	*	*	0,6	0,5	1	0,4	0,7	0,5
La	34,4	46,3	47,2	40,3	54,1	53,8	60,5	88,1	35,1	35,6	43	44	30	29	33,4	35,5	37,2	17,800	46,8	31,30
Ce	66,5	103,7	92,4	78,5	105,6	104,2	115,5	165,6	62,3	66,9	74	74	44	50	63,6	70,80	82,6	41,6	106,9	68,60
Pr	7,48	10,93	9,76	8,31	11,53	10,92	11,96	17,12	6,03	6,76	*	*	*	*	7,18	8,52	8,65	5,2	13,22	8,17
Nd	26,4	41,6	37,7	31,7	43,5	42,2	44,00	62,2	24,90	23,2	*	*	*	*	27,5	33,10	35,7	21,2	56,5	32,0
Sm	5,2	7,1	6,7	5,4	7,70	7,20	6,50	9,10	3,80	3,6	*	*	*	*	5,00	7,00	6,10	5,10	11,00	7,10
Eu	1,09	1,33	1,22	1,13	3,18	1,26	1,47	1,58	1,25	1,82	*	*	*	*	1,66	1,16	1,22	0,92	1,42	1,35
Gd	4,16	4,83	5,2	4,37	5,67	5,37	4,1	5,11	2,41	2,41	*	*	*	*	3,63	5,80	5,22	4,25	8,80	5,20
Tb	0,79	0,7	0,89	0,69	2,14	0,88	0,54	0,71	0,34	0,32	*	*	*	*	0,44	0,89	1,05	0,70	1,03	0,75
Dy	4,99	3,06	5,05	3,77	5,27	4,67	2,08	3,02	1,46	1,44	*	*	*	*	2,45	5,87	6,67	4,53	6,08	4,13
Ho	1,08	0,51	1,02	0,73	1,05	0,88	0,3	0,5	0,23	0,21	*	*	*	*	0,39	1,16	1,52	0,810	1,06	0,76
Er	3,53	1,14	2,92	2,07	3,21	2,33	0,6	1,47	0,61	0,52	*	*	*	*	1,10	3,19	4,77	2,22	2,56	1,92
Tm	0,52	0,16	0,46	0,32	0,5	0,39	0,09	0,24	0,09	0,08	*	*	*	*	0,17	0,46	0,71	0,37	0,35	0,29
Yb	3,78	1,10	2,88	2,09	7,36	2,64	0,69	2,04	0,63	0,49	*	*	*	*	1,20	3,23	4,77	2,24	2,17	1,53
Lu	0,57	0,16	0,44	0,3	0,46	0,43	0,11	0,43	0,12	0,08	*	*	*	*	0,18	0,55	0,71	0,38	0,31	0,23
Th/Sc	0,89	1,23	0,81	0,77	0,78	1,08	0,42	1,84	0,89	1,11	1,13	0,88	0,82	1,33	0,62	0,71	1,15	0,20	0,36	0,17
La/Sc	2,29	2,89	2,62	2,88	2,58	3,36	2,88	5,18	1,40	4,45	2,87	2,59	2,73	4,83	3,34	2,22	2,86	0,51	2,75	1,08
La/Th	2,57	2,35	3,23	3,73	3,32	3,11	6,88	2,82	1,58	4,00	2,53	2,93	3,33	3,63	5,39	3,14	2,48	2,51	7,55	6,26
Sc/Cr	0,24	0,14	0,13	0,19	0,18	0,14	0,31	0,11	0,11	0,20	0,12	0,29	0,19	0,06	0,18	0,14	0,38	0,12	0,06	0,47
La/Y	0,98	3,11	1,51	1,81	1,59	2,06	7,96	5,31	3,77	5,48	4,78	4,40	4,29	4,83	2,61	1,04	0,78	0,74	1,46	1,52
Zr/Th	11,6	8,8	13,25	11,08	11,01	9,23	24,0	32,5	11,6	13,6	12,2	10,6	23,0	49,0	45,56	16,75	13,31	7,63	11,56	23,12

\* nie oznaczono / not detected; j – jaśniejsza część próbki / leucocratic sample; c – ciemniejsza część próbki / melanocratic sample

typu szarowak, ułatwiając ocenę środowisk tektonicznych (Bhatia, Crook, 1986). Relacje V/Ni, Sc/Ni, Sc/Cr we wszystkich porównywanych gnejsach prezentują dość zwartą grupę punktów (fig. 4). Projekcje, niezależnie od metody analitycznej, obejmują zbliżone zakresy, potwierdzając dobrą jakość wcześniejszych analiz dopasowanych pier-

wiastków śladowych. Jednak część projekcji gnejsów biotytowych z Jastrzębnej (dane archiwalne) nie ma pokrewieństwa geochemicznego z gnejsami kordierytowo-sylimanitowymi (pojedyncze punkty poza główną grupą projekcji).

Dla porównania pokazano średni skład typowej waki (Wedepohl, 1995) oraz dane geochemiczne z proterozoicznych skał



**Fig. 4.** Stosunki pierwiastków śladowych w paragnejsach z Jastrzębnej, Mońki i Wigier (także dane archiwalne Dziedzic, 1976) w porównaniu ze składem: z typowej szarowaki (Wedepohl, 1995), metasedymentów z otw. Lazdijai 32 (niepublik. dane Skridlaite) i metasedymentów centralnej (CS) i południowej części (SS) domeny swekofeńskiej (Lahtinen *et al.*, 2002)

Trace element ratios for Jastrzębna, Mońki and Wigry paragneisses (including archival data, Dziedzic, 1976) compared to the composition of average greywacke (Wedepohl, 1995), metasediments from Lazdijai 32 borehole (unpubl. data of Skridlaite) and from the central (CS) and southern (SS) Svecofennian Domain (Lahtinen *et al.*, 2002)

metaosadowych, o różnym stopniu dojrzałości, z domeny centralno- (CS) i południowoswefkofeńskiej (SS) z Finlandii (Lahtinen i in., 2002) oraz dane z Litwy reprezentujące wiercenie Lazdijai 32 (Skridlaite, niepubl.). Projekcje wskazują na wyraźne analogie w zawartościach tych wybranych pierwiastków śladowych. Można zauważyć, że część punktów (m.in. profil Jastrzębna) odzwierciedla systematycznie większe ilości  $\text{TiO}_2$  w porównaniu do klasycznych przykładów skał metaosadowych z obszaru Fennoskandii.

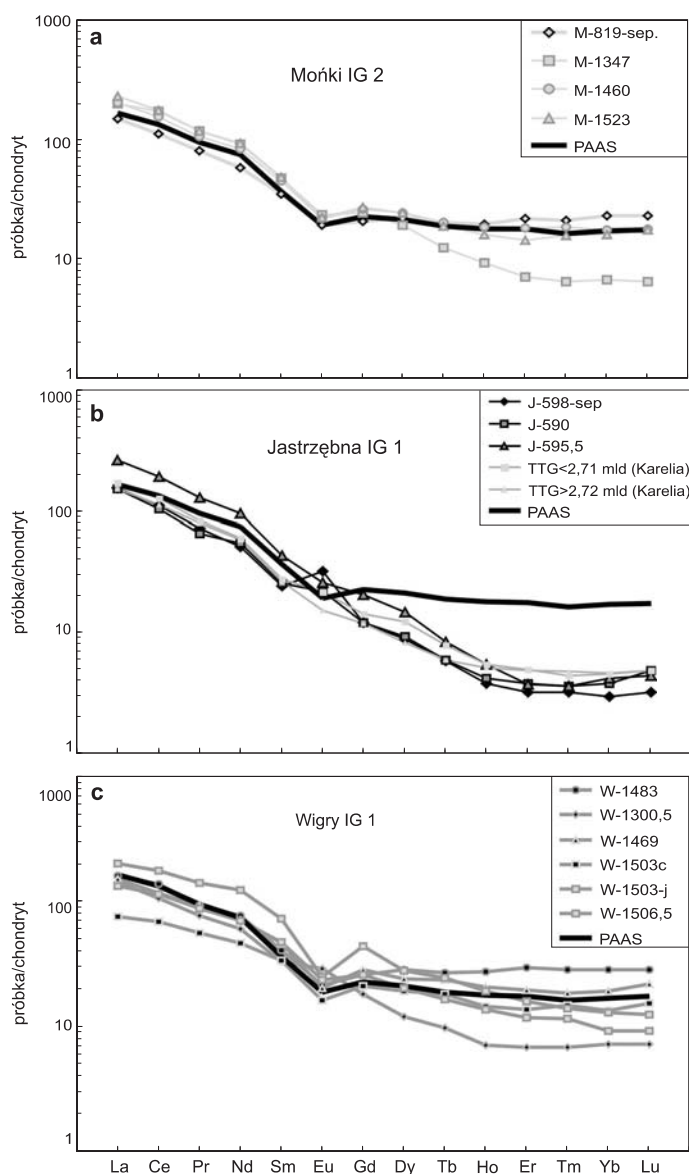
Zawartości niemobilnych pierwiastków śladowych w analizowanych gnejsach, z drobnymi wyjątkami, wykazują małe zróżnicowanie (tab. 4). Anomalne wydają się koncentracje pierwiastka cyrkonu 1014 ppm (J-601), toru 31,2 ppm i 22,2 ppm (J-601 i J-595,5) czy sumy pierwiastków ziem rzadkich ok. 350 ppm (J-601). W pozostałych próbkach zawartości Zr utrzymują się na poziomie 54–392 ppm. Największe różnice w udziale pierwiastka Zr notuje się w Wigrach i Jastrzębnej, co może mieć raczej związek ze słabym wysortowaniem materiału niż z koncentracją minerałów ciężkich podczas transportu.

Zawartość toru oraz sumy pierwiastków ziem rzadkich utrzymuje się w zakresie: Th 5–19,7 ppm, REE 160–250 ppm. Wszystkie paragnejsy są wzbogacone w lekkie pierwiastki ziem rzadkich (LREE) w stosunku do chondrytu, średnio  $100\times$  (fig. 5). Kształty znormalizowanych charakterystyk REE dość zgodnie nawiązują do cech wzorcowych, poarchaicznego łupka australijskiego (PAAS) (McLennan, 1989). Jedynie próbki z Jastrzębnej wykazują większą zmienność charakterystyk REE i wysoki stosunek (Gd/Yb)<sub>N</sub> 3,1–4,9. Widoczne jest tu silne zubożenie w ciężkie pierwiastki ziem rzadkich (HREE) i tym samym różnice w porównaniu z PAAS. Ponadto część diagramów z Jastrzębnej wykazuje dodatnie anomalie europowe ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,4\text{--}1,8$ ), które mogą mieć związek ze znaczącą ilością plagioklazów w składzie mineralnym.

Silne zubożenie w HREE oraz towarzyszące temu niskie zawartości itru (fig. 5b) to typowa cecha skał serii tonalit–trondhjemit–granit (TTG) (Martin i in., 2005). Może to oznaczać udział materiału detrytycznego ze skał typu TTG w pierwotnych osadach z Jastrzębnej. W Wigrach charakterystyki REE utrzymują względny poziom i kształt krzywych PAAS, w podobnym stopniu jak przykładowe skały metaosadowe z Fennoskandii z CS (fig. 5c).

Szczególnie diagnostyczny dla skał o genezie osadowej (Bhatia, Crook, 1986; McLennan 1989) jest udział skandu. Jego zawartość zmienia się w zakresie 6–35 ppm, przy czym najczęściej przyjmuje wartości 14–18 ppm (tab. 4). Podobne koncentracje Sc w zakresie 8,5–22,7 ppm notowane są w skałach metaosadowych z Finlandii (Lahtinen i in., 2002).

Charakterystyki poszczególnych próbek z trzech grup paragnejsów zostały porównane na osobnych diagramach pajęczych (fig. 6), znormalizowanych do średniego



**Fig. 5. Charakterystyki pierwiastków ziem rzadkich w paragnejsach z: (a) Mońki, (b) Jastrzębnej i (c) Wigier o wartościach znormalizowanych do składu chondrytu (wartości normalizacyjne Sun, McDonough, 1989). Dla porównania pokazano wzorcowy średni skład poarchaicznego łupka australijskiego według McLennana (1989) oraz w (b) typową charakterystykę serii tonalit–trondhjemit–granit TTG (Martin i in., 2005)**

Chondrite normalised rare earth element patterns for: (a) Mońki, (b) Jastrzębna, (c) Wigry paragneisses (normalising values from Sun and McDonough, 1989). The standard composition of average Post-Archean Australian Shale (PAAS) after McLennan (1989) and typical tonalite–trondhjemite–granite TTG pattern (Martin *et al.*, 2005) are shown for comparison



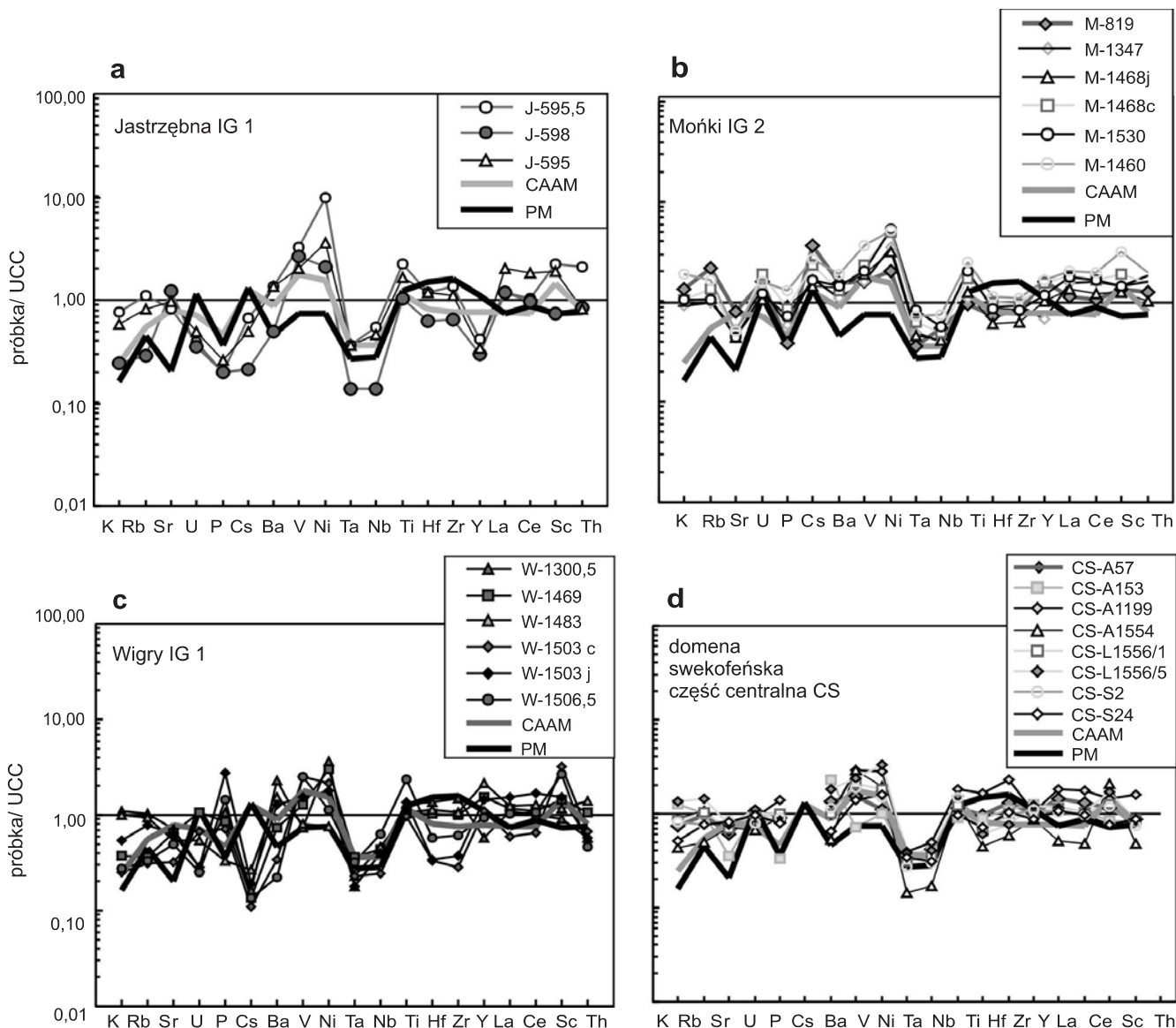


Fig. 6. Diagramy wielopierwiastkowe o wartościach znormalizowanych do średniego składu górnej skorupy UCC dla próbek paragnejsów z: (a) Jastrzębnej, (b) Mońki, (c) Wigier, (d) swekofeńskich skał metaosadowych z CS (Lahtinen i in., 2002). Dla porównania charakterystyki skały klastycznej z krawędzi pasywnej kontynentu (PM), kontynentalnego łuku / aktywnej krawędzi kontynentu (CAAM) wg Floyd i in. (1991). Wartości normalizacyjne UCC wg Taylora i Mc Lennana (1985)

Upper Continental Crust (UCC)-normalised multi-element diagrams for samples of: (a) Jastrzębna, (b) Mońki, (c) Wigry paragneisses and (d) selected examples from CS Svecofennian metasediments (Lahtinen *et al.*, 2002). The composition of average greywackes from passive margin (PM) and continental arc/active margin (CAAM) after Floyd *et al.* (1991) are shown for comparison. Normalised to UCC values from Taylor and McLennan (1985)

składu górnej skorupy (UCC). Największe wahania widoczne są w zakresie pierwiastków mobilnych K–Ni, szczególnie V–Ni, a także w grupie niemobilnych Ta–Th. Tylko w próbkach z Mońki obserwuje się stabilność składu chemicznego. Wpływa na to względna dojrzałość materiału, podobny stopień wietrzenia chemicznego i brak wyraźnych oznak migmatyzacji, powszechnie obserwowanych w profilach z Jastrzębnej i Wigier.

#### Cechy źródła materiału detrytycznego

Określenie cech materiału detrytycznego w skałach pierwotnie osadowych, ze wskazaniem na potencjalne źródło oraz środowisko geotektoniczne, zostało oparte na kryteriach geochemicznych wzorowanych na cechach geochemicznych osadów piaszczystych drobno- i średnioziarnistych o charakterze wak litycznych (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986).

Przy ocenie pochodzenia osadów piaszczystych dobrze sprawdza się wskaźnik wzbogacenia w kwarc ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) i wskaźnik zawartości skalenia potasowego i łyszczyków do zawartości plagioklazów ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ), a także współczynnik maficzności ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ ) oraz udział  $\text{TiO}_2$ .

Dzięki małej zawartości krzemionki i przy niskim stosunku  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  wszystkie gnejsy z Moniek lokują się (fig. 7a) w polu aktywnego brzegu kontynentu ACM na diagramie Rosera i Korscha (1986). Projekcje z Wigier i Jastrzębnej (do 65% wag.  $\text{SiO}_2$ ) pojawiają się w polu łuku kontynentalnego ARC (nie rozdzielonym). Parametry oparte na pierwiastkach głównych nie zawsze okazują się wystarczająco diagnostyczne dla osadów zmetamorfizowanych, co dobrze ilustruje diagram Bhatii (1983) w funkcji  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ . Projekcje obejmują aż trzy pola, od aktywnego brzegu kontynentu ACM do oceanicznego łuku wysp OIA (fig. 7b). Podobnie szeroki zakres obserwuje się w przypadku skał metaosadowych z południowej (SS) i środkowej (CS) Finlandii, gdzie udokumentowano, że deponowany w basenie swekofeńskim materiał detrytyczny pochodził z kontynentalnego łuku wysp (CIA) (Lahtinen i in., 2002; Rutland i in., 2004).

Oceny składników dominujących w materiale detrytycznym dokonano także z wykorzystaniem funkcji FI i FII i zawartości głównych tlenków (Roser, Korsch, 1988). Większa część projekcji z Moniek, Jastrzębnej i Wigier lokuje się w polu pośrednim P2 i felzytowym P3, co świadczy o przewadze materiału z dojrzałych łuków wysp i magmowych krawędzi kontynentów (fig. 7c). Pojedyncze punkty w P1 informują o maficznym charakterze materiału detrytycznego niektórych skał z Jastrzębnej. Istotny jest brak bogatych w kwarc (ubogich w skalenie) osadów pasywnych krawędzi kontynentów i projekcji w polu P4.

Dla skał podlegających zmianom metamorficznym bardziej miarodajne są kryteria oparte na niemobilnych pierwiastkach śladowych. Przy ocenie środowiska geotektonicznego materiału źródłowego skał typu szarowak szczególnie diagnostyczne były zawartości lantanu, toru, uranu, cyrkonu, niobu, skandiu, itru, kobaltu i tytanu (Bhatia, Crook, 1986) oraz ich stosunki (np.  $\text{La}/\text{Sc}$ ,  $\text{Th}/\text{Sc}$ ). Projekcje w układzie  $\text{La}-\text{Th}-\text{Sc}$  (fig. 7d) zgodnie wskazują na kontynentalny łuk wysp (CIA) jako obszar źródłowy materiału detrytycznego. W tym samym polu CIA znalazły się także swekofeńskie metasedymenty SS i CS (Lahtinen i in., 2002). Od głównej grupy wyraźnie odbiega pozycja jednej próbek z Wigier, maficzny fragment zmiętamizowanej skały, komentowany wcześniej (W-1503c).

Diagram  $\text{Th}-\text{Sc}-\text{Zr}/10$  nie prezentuje już zwartej grupy punktów (fig. 7e). Projekcje związane są w większości z CIA. Niekiedy znajdują się poza polami (fig. 7f). Wpływ na taki obraz projekcji mają duże wahania zawartości Zr, obserwowane szczególnie w profilu Wigry.

Najbardziej czułymi dla środowiska CIA wskaźnikami pochodzenia materiału detrytycznego są w kolejności stosunki  $\text{Th}/\text{Sc}$ ,  $\text{La}/\text{Sc}$ ,  $\text{La}/\text{Th}$ , a także zawartości La. Porównanie z wzorcowymi dla CIA wartościami  $\text{Th}/\text{Sc} \sim 0,85$ ,  $\text{La}/\text{Sc} \sim 1,8$ ,  $\text{La}/\text{Th} \sim 23$  oraz La ok. 25 ppm, Th ok. 11 ppm (Bhatia, 1985;

Bhatia, Crook, 1986) pozwala rozpoznać typowe cechy CIA w metasedymentach z Moniek, Jastrzębnej i Wigier.

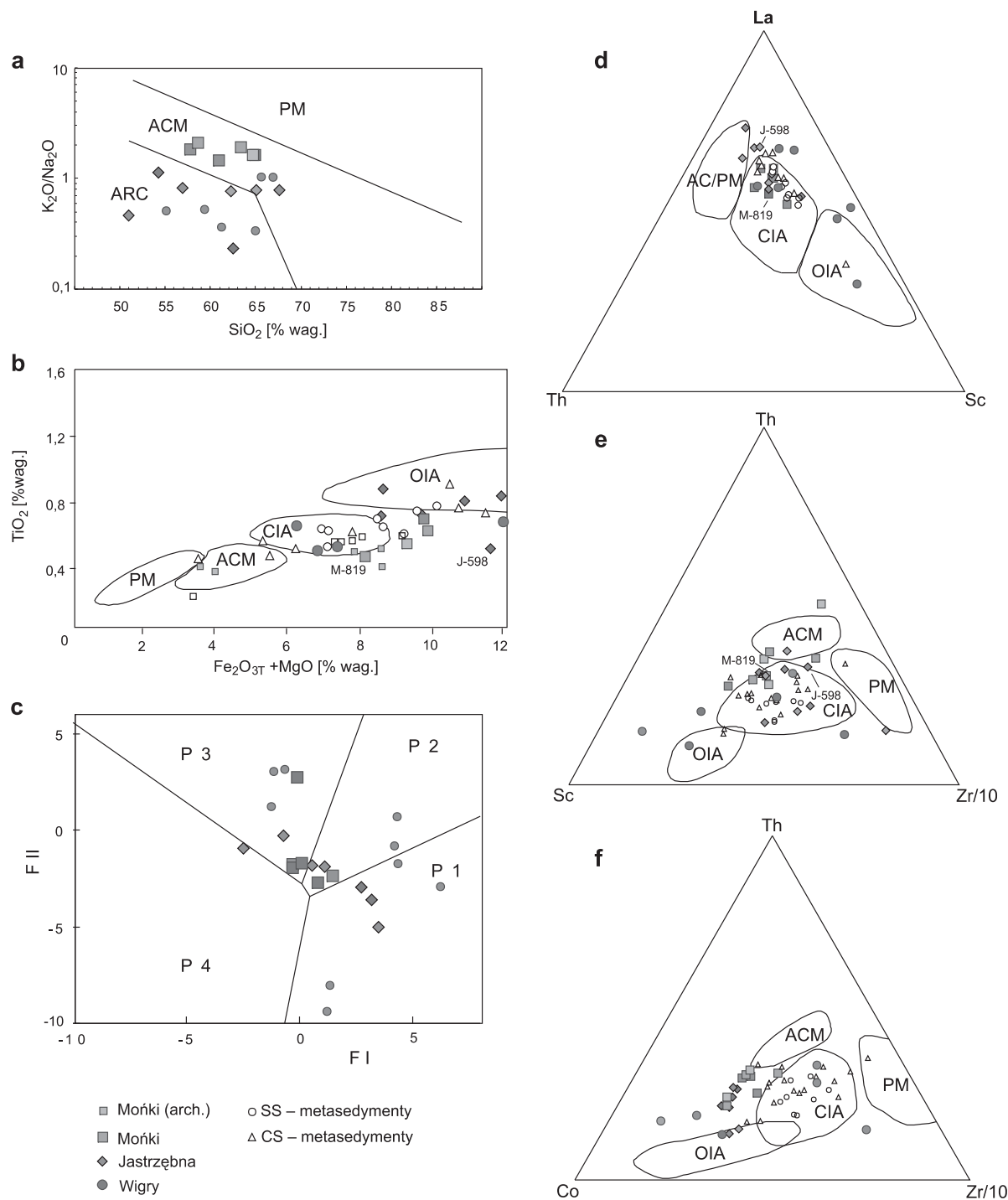
Prezentowane wcześniej diagramy pajęczne znormalizowane do UCC (fig. 6) zawierają dla porównania także charakterystyki typowej skały klastycznej (Floyd i in., 1991), związanej z krawędzią pasywną kontynentu (PM), oraz charakterystyki utworów o cechach kontynentalnego łuku / aktywnej krawędzi kontynentu (CAAM). W projekcjach, na odcinku od Ta do Th, widoczne jest duże podobieństwo do przebiegu krzywej CAAM (szara linia na fig. 6). Dotyczy to szczególnie diagramów z Moniek. Od wzorcowego kształtu CAAM bardziej odbiegają względnie bardziej maficzne próbki paragnejsów z Wigier, zubożone w Hf i Zr. Dla odmiany, skały z Jastrzębnej wyróżnia silna ujemna anomalia itrowa, która obok wspomnianego zubożenia w HREE (fig. 5) może przemawiać za obecnością w materiale źródłowym formacji typu TTG.

Do oceny typu skał źródłowych dla paragnejsów wykorzystano diagram  $\text{K}_2\text{O}$  vs Rb (fig. 8a). Próbki z Moniek, Jastrzębnej i Wigier cechuje stosunek K/Rb odpowiednio w zakresie: 150–250, 176–205, 172–267. Wszystkie wartości układają się linijnie na diagramie, nawiązując do „typowego” magmowego trendu dyferencyjnego, ze stosunkiem K/Rb ok. 230 (Shaw, 1968). Ta cecha, przy odpowiednich zawartościach K i Rb, sugeruje, że materiał detrytyczny w Jastrzębnej i Wigier mógł być produktem erozji skał magmowych o składzie zasadowym do pośredniego, a w przypadku Moniek – o składzie pośrednim do kwaśnego. Nie można wykluczyć, że taka koherentna jednolita relacja pierwiastków K–Rb, znaczących w ewolucji magmowej, wynika także z redystrybucji mobilnych pierwiastków (w tym K i Rb) w trakcie metamorfizmu.

Miernikiem udziału detrytusów ultramaficznych w osadach są parametry MgO i Cr (fig. 8b). Obok pola piasków skaleniowych o wyraźnej proveniencji „granitowej” wykres zawiera skalibrowaną linię korelacyjną umożliwiającą oszacowanie udziału materiału ultramaficznego. Tylko pojedyncze próbki z Wigier i Jastrzębnej zawierają materiał ultramaficzny w ilości przekraczającej 10% (np. W-1503j i W-1503c, J-598). W pozostałych próbkach zawartość maficznych składników w materiale detrytycznym oscyluje wokół 5%. Analogiczny udział materiału maficznego jest notowany w metasedymentach z południowej Finlandii (Lahtinen i in., 2002). Na podstawie tego porównania można stwierdzić, że pierwotne osady nie były „piaskami” pochodzącymi z typowych granitów.

Wzajemna relacja pierwiastków niedopasowanych  $\text{La}/\text{Th}$  i Hf (Floyd, Leveridge, 1987) w paragnejsach informuje o cechach materiału źródłowego pierwotnych osadów. W tym wypadku sugerowany jest charakter pośredni do kwaśnego. Nie obserwuje się projekcji z sygnaturą toleitów oceanicznych OIA ( $\text{La}/\text{Th} > 10$  i Hf  $< 4$  ppm). Dane geochemiczne podkreślają najczęściej charakter felzytowy z obecnością komponentu zasadowego oraz kwaśny charakter skał źródłowych (fig. 8c).

Brak wyraźnej koncentracji Zr wyklucza wpływ tzw. recyklingu wcześniejszych osadów i nie ma podstaw wskazujących



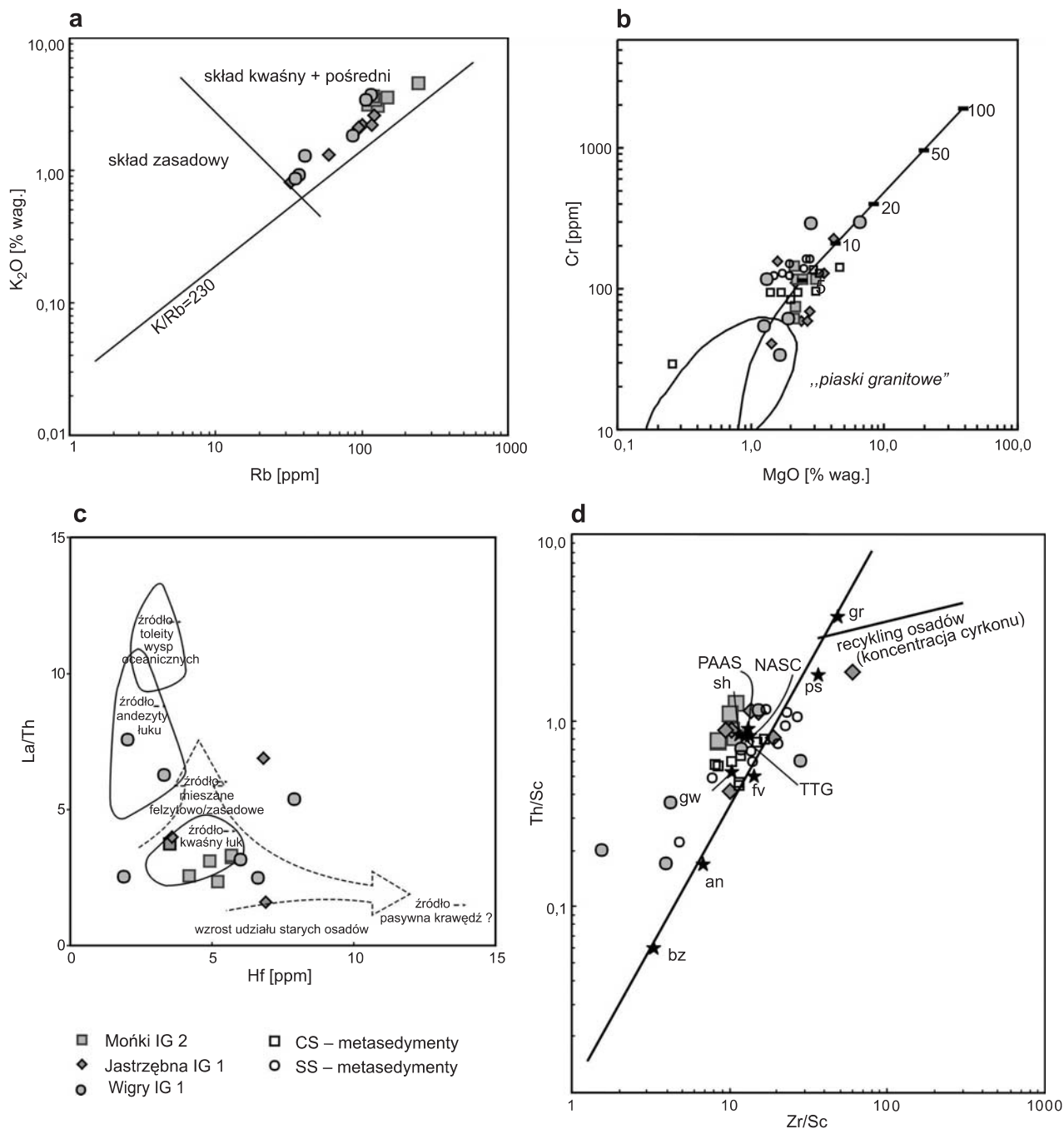
**Fig. 7. Diagramy dyskryminujące pochodzenie materiału detrytycznego w paragnejsach z Moniek, Jastrzębnej i Wigier, a także w metasedymentach swekofeńskich SS i CS (Lahtinen i in., 2002): a, b, c – na podstawie pierwiastków głównych (Bhatia, 1983; Roser, Korsch, 1986, 1988), d, e, f – na podstawie pierwiastków śladowych (Bhatia, Crook, 1986)**

Funkcje dyskryminujące:  $FI = -1,773TiO_2 + 0,607Al_2O_3 + 0,760Fe_2O_{3T} - 1,500MgO + 0,616CaO + 0,509Na_2O - 1,224K_2O - 9,090$ ;  $FII = 0,445TiO_2 + 0,070Al_2O_3 - 0,250Fe_2O_{3T} - 1,142MgO + 0,438CaO + 1,475Na_2O + 1,426K_2O - 6,861$ ; pola: P1 – maficzne, P2 – pośrednie, P3 – feldytowe, P4 – bogate w kwarc; PM – krawędź pasywna, ACM – aktywna krawędź kontynentu, CIA – kontynentalny łuk wyspowy, OIA – oceaniczny łuk wyspowy; na diagramach pokazana pozycja datowanych próbek

Provenance discriminant diagrams for Mońki, Jastrzębna, Wigry paragneisses and for Svecofenian metasediments SS and CS (Lahtinen *et al.*, 2002): a, b, c – based on major elements (Bhatia, 1983; Roser, Korsch, 1986, 1988), d, e, f – based on trace elements (Bhatia, Crook, 1986)

Discriminant functions:  $FI = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.760Fe_2O_{3T} - 1.500MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.090$ ;  $FII = 0.445TiO_2 + 0.070Al_2O_3 - 0.250Fe_2O_{3T} - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$ ; provenance fields are: P1 – mafic, P2 – intermediate, P3 – felsic, P4 – quartzose; PM – passive margin, ACM – active continental margin, CIA – continental island arc, OIA – oceanic island-arc; location of dated samples is shown





**Fig. 8.** Cechy chemiczne materiału źródłowego paragnejsów z Mońki, Jastrzębnej i Wigier: **a** – relacje  $K_2O$  i Rb oraz magmowy trend dyferencyacyjny ze stosunkiem K/Rb ok. 230 (Shaw, 1968; Floyd, Leveridge, 1987); **b** – parametry MgO i Cr pokazujące udział detrytusu ultramaficznego (van der Kamp, Leake, 1995); **c** – relacja La/Th i Hf (Floyd, Leveridge, 1987); **d** – diagram Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan i in., 1993) z zestawieniem danych geochemicznych typowych, potencjalnie źródłowych skał proterozoicznych (Condie, 1993). Dla porównania pokazano wzorcowy średni skład poarchaicznego łupka australijskiego PAAS (McLennan, 1989), skład łupka północnoamerykańskiego NASC i serii tonalit–trondhjemit–granit TTTG (Martin i in., 2005), a także dane geochemiczne o metasedymentach swekofeńskich (Lahtinen i in., 2002)

bz – bazalt, an – andezyt, fv – felzytowa skała wulkaniczna, gr – granit, gw – waka (wczesnoproterozoiczna), ps – piaskowiec (wczesnoproterozoiczny), sh – łupek (wczesnoproterozoiczny).

Chemical features of the source material of Mońki, Jastrzębna and Wigry paragneisses: **a** – distribution of  $K_2O$  and Rb in metasediments relative to the “main trend” K/Rb about 230 after Shaw (1968); **b** – Cr–MgO correlation plot showing the proportion of ultramafic detritus in metasediments (van der Kamp, Leake, 1995); **c** – La/Th and Hf (Floyd, Leveridge, 1987); **d** – Th/Sc vs Zr/Sc diagram (McLennan *et al.*, 1993) with average Proterozoic rock compositions showing potential sources and similarities (after Condie, 1993). The standard composition of average Post-Archean Australian Shale (PAAS) after McLennan (1989), North American Shale Composite NASC and tonalite–trondhjemite–granite TTTG (Martin *et al.*, 2005) are shown for comparison, and geochemical data of Svecofennian metasediments (Lahtinen *et al.*, 2002) are also marked for comparison

bz – basalt, an – andesite, fv – felsic volcanic rock, gr – granite, gw – greywacke (Early Proterozoic), ps – sandstone (Early Proterozoic), sh – shale (Early Proterozoic)

na znaczący udział składników ze starych przerobionych osadów pasywnego brzegu kontynentów (PM). Ilustruje to diagram Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan i in., 1993), w którym stosunek Zr/Sc dla większości próbek nie przekracza 20 (fig. 8d). Parametr Th/Sc jest bardzo czułym wskaźnikiem, odróżniającym utwory maficzne od felzytowych, co zostało wykorzystane do orientacyjnej klasyfikacji skał źródłowych. Średnie parametry szeregu skał proterozoicznych (Condie, 1993) wulkanicznych (bazalt, andezyt i skała felzytowa), plutonicznych (granit i TTG) oraz osadowych (piaskowce i waki) posłużyły do graficznego porównania ze składem paragnejsów (fig. 8d). Główna grupa projekcji ma cechy typowych proterozoicznych skał osadowych: łupków (sh), szarowak (gw) i podstawowe analogie do średniego składu pobrańskich skał osadowych PAAS czy składu północnoamerykańskiego łupka NASC. W tej grupie mieszczą się także projekcje TTG i felzytowych wulkanitów (fv). Podobne cechy geochemiczne widoczne są w reprezentatywnych metasedymentach swekofeńskich z Finlandii.

Diagram ten podsumowuje dotychczasowe ustalenia, wskazując na felzytowy charakter skał źródłowych, z pewnym udziałem składników maficznych (do 10%). Rozpoznano różny stopień dojrzałości materiału detrytycznego (Jastrzębna – słaby, Mońki – wyższy), bez wyraźnego wpływu recyklingu wcześniejszych osadowych komponentów. Nie zawsze spełnione kryterium drobno-średnioziarnistości, a także wpływ metamorfizmu i niekiedy zmigmatyzowanie powodują niepewne wskazania dyskryminacyjne, szczególnie w odniesieniu do gnejsów z Jastrzębnej i Wigier. Niemniej jednak większość argumentów geochemicznych przemawia za tym, że materiał detrytyczny pochodził z łuków wysp (CIA) uformowanych na dobrze rozwiniętej skorupie kontynentalnej lub cienkiej krawędzi kontynentu.

### Wiek materiału detrytycznego i wiek metamorfizmu

Badania geochronologiczne detrytycznych cyrkonów z paragnejsów (ze skał metaosadowych) miały na celu ustalenie spektrum wiekowego materiału detrytycznego i tym samym potencjalnych skał źródłowych. Optymalna liczba analiz detrytytu zależy od stopnia różnorodności populacji. Stopień różnorodności odpowiada możliwym typom obszarów źródłowych. Aby zredukować do 5% prawdopodobieństwo pominięcia jednego składnika, przy różnorodności 20, należy wybrać (na chybił trafił) i pomierzyć wiek detrytycznych środków co najmniej 59 ziarn. Przy jeszcze większej różnorodności, np. 100, ta liczba automatycznie wzrasta nawet do 300 analiz. Ale przy różnorodności mniejszej, np. 10 typów źródłowych, potrzeba już tylko 29 analiz (Fedó i in., 2003). W przypadku wybranych tu dwóch próbek detrytycznych cyrkonów założono względnie prosty przypadek, 20 typów pochodzenia. Oznaczało to minimalną liczbę ok. 50–60 analiz detrytycznych środków cyrkonów.

W paragnejsie z Moniek (M-819) widoczna jest duża różnorodność detrytycznych środków ziarn (tabl. II). Część ziarn cechuje stłumiona luminescencja, część, dla odmiany,

bardzo jaskrawa. Można tu wyróżnić co najmniej trzy rodzaje pasowości: wstęgową (BZ), sektorową (SZ) i koncentryczną (CZ).

W paragnejsie z Jastrzębnej (J-598) detrytyczne cyrkonie charakteryzują środki o pasowości najczęściej koncentrycznej (CZ), rzadziej wstęgowej (BZ), sektorowej (SZ) oraz bez pasowości (UZ).

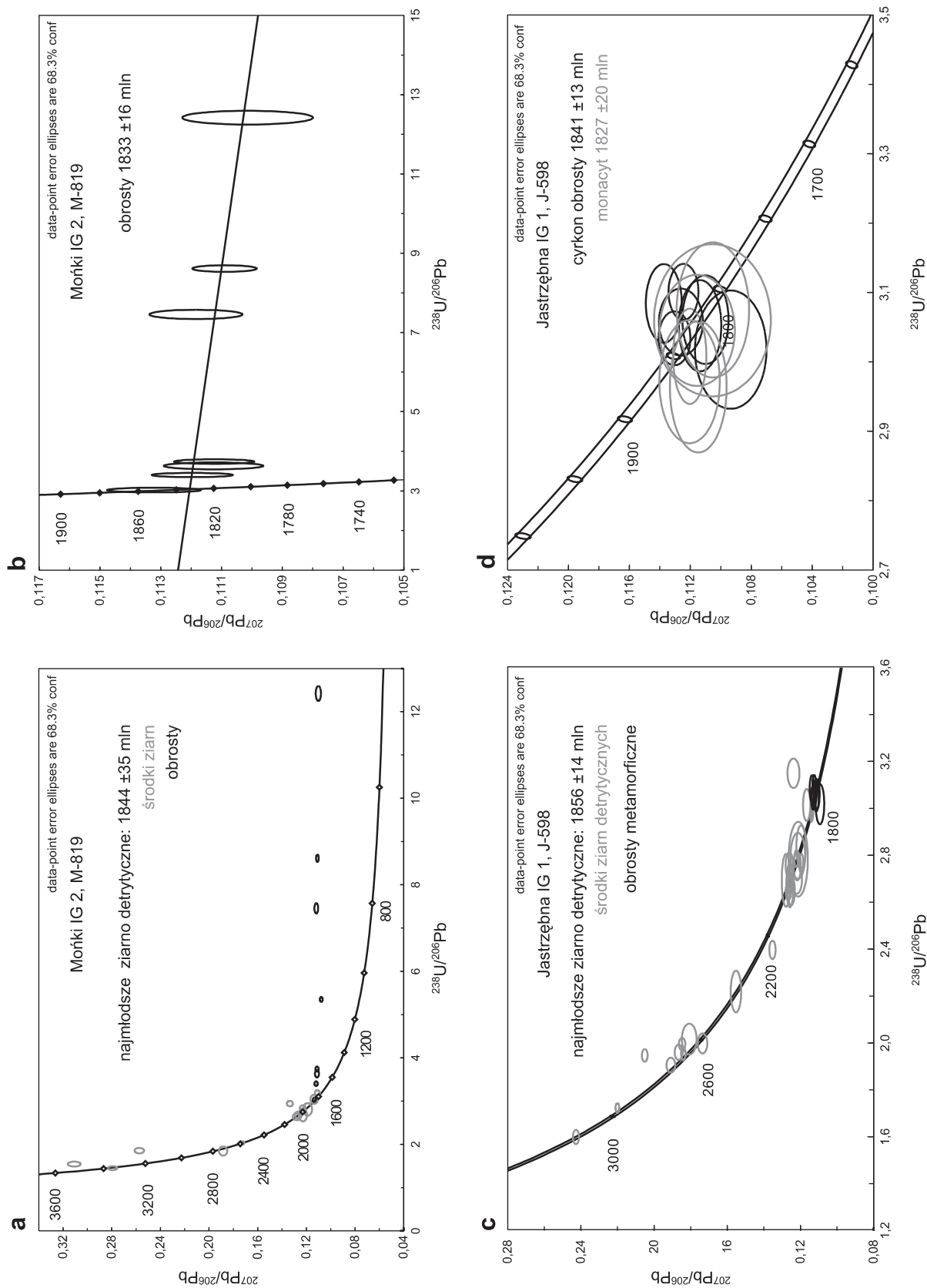
Wyniki analiz izotopowych U–Pb zostały przedstawione na diagramie konkordii w celu kontroli wzajemnej zgodności dwóch stosunków izotopowych  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oraz  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  (fig. 9). Niemal wszystkie uzyskane wyniki analiz detrytycznych środków są konkordantne i zgodnie układają się na krzywej  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oraz  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ . Jednak większość analiz obrostów metamorficznych, szczególnie z próbki M-819, to wyniki wyraźnie dyskordantne (niezgodne stosunki  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ), ułożone powyżej osi  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ . Świadczą one o późniejszych stratach ołowiu w brzegowych partiach ziarn.

W przypadku badań detrytycznych cyrkonów opartych na dużej liczbie analiz diagramy konkordii stają się mniej czytelne. Wówczas rezultaty przedstawia się w postaci histogramów lub diagramów gęstości rozkładu, przy czym traci się możliwość przedstawiania błędów. Taka graficzna reprezentacja (konkordantnych) wyników analiz izotopowych  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  pozwala w prosty sposób zobrazować populacje wiekowe cyrkonów (fig. 10).

Analizy środków z paragnejsu z Moniek (M-819) zarejestrowały wiek detrytytu od 3,5 do 1,85 mld lat. Podobnie jak w metaosadach z południowej Szwecji i Finlandii (fig. 10c, d), około 30% populacji stanowił materiał archaiczny, najczęściej w grupie wiekowej 3,0–2,6 mld lat. Większość jednak, czyli około 70% materiału detrytycznego, pochodzi z niszczenia skał paleoproterozoicznych o wieku 2,1–1,9 mld lat.

W paragnejsie z Jastrzębnej (J-598) również najliczniej reprezentowana jest grupa ziarn detrytycznych o wieku 2,1–1,9 mld lat. Generalnie udokumentowano materiał detrytyczny o wieku od 3,1 do 1,86 mld lat i odnotowano podobne proporcje materiału archaicznego (30%) w stosunku do paleoproterozoicznego (70%). Brak jest materiału o wieku 2,2–2,4 mld lat. Przeprowadzone badania izotopowe cyrkonów detrytycznych umożliwiły wskazanie maksymalnego wieku depozycji. Są to najmłodsze ziarna detrytyczne odnalezione w osadzie. W Jastrzębnej był to detrytyt o wieku  $1856 \pm 14$  mln lat, a w Mońkach nieco młodszy –  $1844 \pm 35$  mln lat.

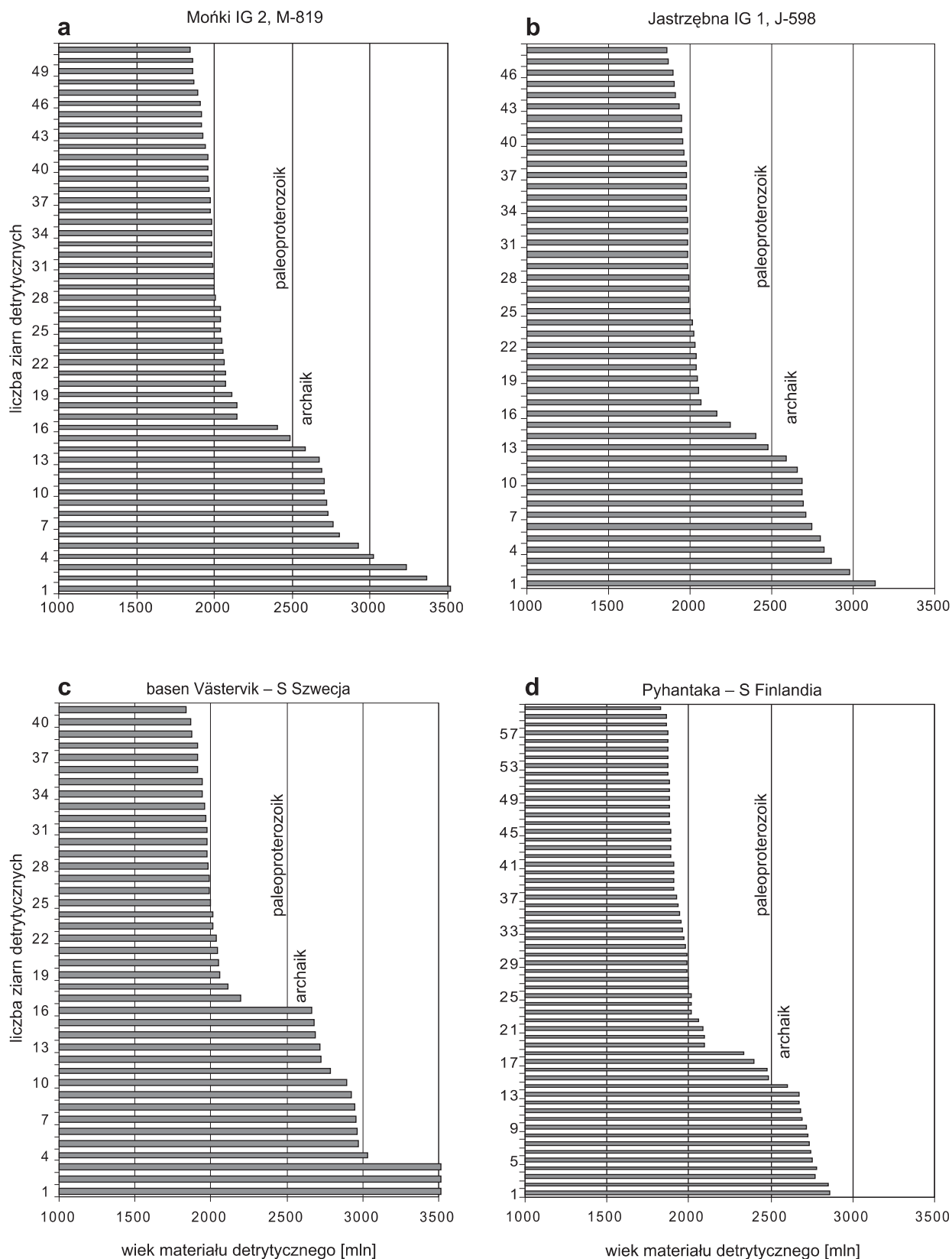
Wszystkie detrytyczne cyrkonie mają metamorficzne obrosty, przy czym w gnejsach z Jastrzębnej (J-598) są szersze i bardziej wyraziste, co może mieć związek z dłuższym i silniejszym epizodem metamorficznym. Analizy izotopowe U–Pb obrostów metamorficznych z Jastrzębnej rejestrują wydarzenie termiczne sprzed  $1841 \pm 13$  mln lat. Analizy licznych monacytów potwierdzają ten sam epizod (w granicach błędów), wskazując na wiek  $1827 \pm 20$  mln lat, przy czym z mniejszą dokładnością z uwagi na mniejszą liczbę wykonanych analiz. W Mońkach wiek metamorfizmu określony na podstawie dyskordantnych analiz obrostów na detrytycznych środkach wskazuje na ok.  $1833 \pm 16$  mln lat.



**Fig. 9. Diagramy zgodności stosunków izotopowych  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ . Analizy środków detrytycznych i obrostów metamorficznych w cyrkonach oraz analizy monacytu z paragnejsów z Moniek i Jastrzębnej**

Concordia  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  diagrams showing U–Pb analyses of detrital zircon cores, metamorphic overgrowths, and monazite from Monki and Jastrzębna paragneisses





**Fig. 10.** Porównanie konkordantnego i zbliżonego do konkordantnego wieku  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  detrytycznych ziarn cyrkonów z próbek: **a** – Mońki M-819, **b** – Jastrzębna J-598, **c** – z basenu Västervik, S Szwecja, **d** – z Pyhantaka, S Finlandia; dane według Sultan *et al.* (2005) oraz Bergman *et al.* (2008)

Comparison of concordant and nearly concordant  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  detrital zircon ages from the following samples: **a** – Mońki M-819, **b** – Jastrzębna J-598, **c** – Västervik basin, S Sweden, **d** – Pyhantaka metasediments, S Finland; data from Sultan *et al.* (2005) and Bergman *et al.* (2008)

## ORTOGNEJSY

## SKŁAD CHEMICZNY MINERAŁÓW

Przedmiotem badań były także gnejsy biotytowe o protolite magmowym. Cechy protolitu oceniono na podstawie obrazu wewnętrznej budowy cyrkonów w SEM-CL. Do analiz petrograficznych z otworu **Mońki IG 2** wybrano dwie próbki z głębokości około 1240 m, reprezentujące różniące się makroskopowo partie rdzenia – maficzną (maf.) i felzytową (felz.). Badana była też próbka z głębokości 1488 m (M-1488). W tym przypadku znany był już wiek modelowy  $T(Nd)_D = 2,06$  mld (Claesson, Ryka, 1999).

Gnejsy biotytowe cechuje struktura heteroblastyczna. Tekstura kierunkowa w rdzeniu nie jest widoczna. Oprócz plagioklazów, skaleni potasowych i kwarcu obecny jest biotyt, rzadziej muskowit, epidot, allanit, tlenki Fe–Ti, tytanit, cyrkon oraz chloryt (tabl. IV). Wśród plagioklazów najbardziej typowe są zawartości 22–25% mol. An, odpowiadające składowi oligoklazu (tab. 5). W felzytowej partii gnejsu (M-1240felz.) obecne są także albity (nie pokazano w tabeli). Spotykane są blaszki jasnych łyseczków o zawartości żelaza całkowitego od 4,9 do 5,5% wag.  $FeO_{tot}$  oraz magnezu od 1,7 do 2,3% wag. MgO (tab. 6). Jest to bardzo podobny zakres zawartości podstawowych tlenków jak w fengitach

z paragnejsów z tego samego profilu z głębokości 819 m (tab. 2). Biotyt z maficznej partii rdzenia z interwału 1240 m (M-1240maf.) wykazuje tylko nieznacznie zróżnicowanie chemiczne. Udziały tytanu, magnezu i żelaza całkowitego zmieniają się w niewielkim zakresie, odpowiednio: 2,0–2,1% wag.  $TiO_2$ , 8,5–8,7% wag. MgO i 22,5–22,9% wag. FeO (tab. 6). W porównaniu z blaszkami paragnejsu M-819 są nieznacznie bogatsze w tytan, a uboższe w magnez. Z biotytem często stowarzyszony jest tytanit, tworzący wrostki o prostym składzie chemicznym (tab. 7).

Epidoty z próbki M-1240felz. charakteryzują się zawartością  $Al_2O_3$  od 22,26 do 26,97% wag. oraz  $Fe_2O_3$  od 7,48 do 12,10% wag., a także stałą ilością CaO, od 23,07 do 23,70% wag. Udział manganu nie przekracza 0,37% wag. MnO. Ziarna reprezentują grupę klinozoizyt–epidot.

W próbce M-1240maf. natrafiono na duże (3–5 mm), nieprzezroczyste agregaty, tkwiące w biotycie, z formami nieco przypominającymi zatoki korozyjne (tabl. IV). Wykonane analizy mikrosondowe dokumentują na brzegach tych agregatów znaczące ilości pierwiastków ziem rzadkich (REE). Obraz widma Rtg notuje także piki fluoru i wapnia, co może wskazywać na obecność fluorowęglań ziem rzadkich z grupy bastnezytu, w tym przypadku parazytu  $Ca[(Ce,La)_2CO_3]F_2$ .

Tabela 5

## Wybrane analizy mikrosondowe plagioklazów z ortognejsów z otworów Mońki IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 2

Selected electron microprobe analyses of plagioclase in orthogneisses from the Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 boreholes

WDS [% wag.]	Mońki IG 2, 1240 m, M-1240				Tajno IG 5, 849 m, T-849						Bargłów IG 2, 706 m, B-706						
FeO	0,12	0,13	0,12	0,13	1,66	0,07	0,00	0,10	0,03	0,00	0,06	0,08	0,07	0,05	0,11	0,02	0,06
BaO	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06
Na <sub>2</sub> O	8,59	8,96	8,71	8,66	3,72	7,33	7,60	6,50	8,09	8,46	9,04	8,06	7,68	7,45	6,90	7,34	9,28
K <sub>2</sub> O	0,15	0,14	0,08	0,12	1,06	0,28	0,29	0,22	0,40	0,25	0,01	0,03	0,04	0,03	0,06	0,03	0,04
suma	99,82	99,66	99,96	100,31	96,81	100,37	99,77	99,74	100,42	100,53	99,83	99,76	99,70	99,78	99,86	99,38	100,17
Liczba kationów na 8 atomów tlenu																	
Si	2,742	2,761	2,752	2,742	2,378	2,658	2,705	2,607	2,729	2,767	2,769	2,675	2,657	2,637	2,592	2,639	2,789
Al	1,257	1,238	1,24	1,254	1,574	1,337	1,292	1,387	1,266	1,229	1,226	1,318	1,342	1,362	1,405	1,357	1,206
Ca	0,251	0,226	0,254	0,255	0,613	0,35	0,315	0,412	0,283	0,253	0,231	0,32	0,336	0,358	0,403	0,366	0,212
Fe	0,005	0,005	0,005	0,005	0,066	0,003	0	0,004	0,001	0	0,002	0,003	0,003	0,002	0,004	0,001	0,002
Ba	0,001	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0,001
Na	0,74	0,773	0,75	0,742	0,342	0,632	0,657	0,565	0,694	0,723	0,777	0,698	0,666	0,646	0,6	0,639	0,796
K	0,008	0,008	0,005	0,006	0,064	0,016	0,017	0,013	0,023	0,014	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002
suma	5,004	5,011	5,007	5,004	5,037	4,997	4,986	4,988	4,996	4,986	5,006	5,016	5,007	5,007	5,008	5,004	5,008
[% mol.]																	
Ab	74,1	76,8	74,3	74,0	33,6	63,3	66,4	57,1	69,4	73,0	77,0	68,4	66,3	64,2	59,6	63,5	78,8
Or	0,8	0,8	0,5	0,6	6,3	1,6	1,7	1,3	2,3	1,4	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2
An	25,1	22,4	25,2	25,4	60,2	35,1	31,9	41,6	28,3	25,6	22,9	31,4	33,5	35,6	40,0	36,3	21,0

Tabela 6

## Wybrane analizy mikrosondowe fengitów i biotytów z ortognejsów z otworów Mońki IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 2

Selected electron microprobe analyses of phengite and biotite in orthogneisses from the Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 boreholes

WDS	Mońki IG 2, 1240 i 1488 m							Tajno IG 5, 849 m			Bargłów IG 2, 706 m				
	fengit			biotyt											
[% wag.]	M-1240							M-1488		T-849		B-706			
SiO <sub>2</sub>	47,81	46,52	47,57	35,70	35,39	35,68	35,79	38,78	38,49	34,94	35,22	35,60	35,64	35,59	35,57
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,55	0,44	2,13	2,10	2,05	2,01	1,27	1,35	3,21	2,92	3,39	2,64	2,63	2,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,84	29,35	28,96	16,33	16,16	16,08	16,03	16,46	15,92	15,51	15,30	15,43	16,20	16,65	16,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,24	0,35	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	2,27	1,76	2,14	8,49	8,65	8,65	8,72	15,43	15,49	9,72	9,26	9,72	8,13	8,35	8,13
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,05	0,07	0,02	0,03	0,00	0,00
MnO	0,00	0,09	0,11	0,31	0,26	0,46	0,36	0,31	0,18	0,50	0,46	0,52	0,49	0,63	0,54
FeO	4,91	5,54	5,32	22,61	22,43	22,32	22,91	12,74	13,01	21,16	21,06	21,00	22,58	22,24	22,32
BaO	0,61	0,37	0,26	0,13	0,00	0,21	0,06	0,00	0,27	0,28	0,28	0,02	0,00	0,18	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,10	0,09	0,07	0,08	0,10	0,10	0,25	0,21	0,09	0,08	0,06	0,10	0,06	0,12
K <sub>2</sub> O	11,02	10,86	10,59	9,83	9,44	9,66	9,61	9,43	9,32	9,43	9,24	9,46	9,56	9,74	9,84
H <sub>2</sub> O	4,37	4,37	4,41	3,86	3,83	3,85	3,86	4,06	4,03	3,84	3,81	3,88	3,86	3,88	3,86
suma	99,43	99,52	99,90	99,49	98,35	99,06	99,47	98,95	98,67	98,74	97,71	99,09	99,24	99,96	99,35
Liczba kationów na 22 atomy tlenu															
Si	6,557	6,386	6,472	5,542	5,542	5,561	5,557	5,726	5,722	5,451	5,541	5,508	5,54	5,495	5,526
Ti	0,042	0,057	0,045	0,249	0,247	0,241	0,234	0,140	0,151	0,376	0,345	0,395	0,308	0,305	0,310
Al	4,501	4,748	4,645	2,987	2,983	2,954	2,933	2,863	2,789	2,851	2,837	2,814	2,968	3,029	2,985
Cr	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,028	0,042	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001
Mg	0,464	0,36	0,434	1,965	2,02	2,01	2,018	3,396	3,433	2,262	2,171	2,241	1,883	1,922	1,882
Ca	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,007	0,009	0,013	0,002	0,005	0,000	0,000
Mn	0,000	0,011	0,013	0,04	0,035	0,06	0,048	0,038	0,022	0,066	0,061	0,067	0,064	0,083	0,071
Fe	0,563	0,636	0,605	2,935	2,938	2,909	2,975	1,573	1,617	2,76	2,771	2,717	2,935	2,871	2,900
Ba	0,033	0,02	0,014	0,008	0,000	0,013	0,003	0,000	0,016	0,017	0,017	0,001	0,000	0,011	0,000
Na	0,037	0,027	0,024	0,02	0,025	0,031	0,031	0,072	0,061	0,029	0,024	0,017	0,031	0,017	0,035
K	1,929	1,902	1,839	1,946	1,885	1,921	1,903	1,775	1,768	1,878	1,855	1,867	1,895	1,918	1,951
H	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
suma	14,134	14,147	14,091	15,697	15,675	15,700	15,707	15,611	15,628	15,700	15,635	15,630	15,631	15,652	15,661

Wnętrze tych obiektów wypełniają igielkowate skupienia torytu. Kolejnym nośnikiem REE w tej próbce jest dość powszechnie występujący allanit. Związany jest on z ziarnami epidotu, które na brzegach są wzbogacone w REE.

Nieco inny charakter ma gnejs z głębokości 1488 m. Jest to skała ciemna i drobnoblastyczna. W szlifie (M-1488) dominują ciemne łyśczyki z podrzędną ilością jasnych. Towarzyszą im plagioklasy i nieliczne epidoty oraz chloryty (tab. 8). Biotyty, wyraźnie jaśniejsze od wcześniej analizowanych ziarn z głębokości 1240 m, różnią się mniejszą zawartością żelaza całkowitego i tytanu, odpowiednio: ~13% wag. FeO oraz ~1,3% wag. TiO<sub>2</sub>. Są jednocześnie bogatsze w magnez ~15,9% wag. MgO (tab. 6).

W próbce felzytowej (M-1240fel.) cyrkonie były liczne, widoczne w mikroskopie optycznym (tabl. IV, V). Natomiast maficzna partia rdzenia (M-1240maf.) jest wyraźnie uboższa w ten minerał akcesoryczny. Badania SEM-CL *in situ* w szlifie (M-1240fel.) pozwalają rozpoznać doskonale zachowane rozległe środki ziarn, z typową magmową koncentryczną pasowością wzrostową (tabl. V). Wszystkie ziarna charakteryzują się podobnym typem budowy pasowej (SEM-CL). Analogiczne cechy ziarn i jedną populację potwierdza separaty mineralny. Metamorficzne obrosty są bardzo cienkie i słabo widoczne.

Inny typ pasowości w SEM-CL ujawniają cyrkonie z maficznej partii rdzenia (tylko separaty). Ziarna charakteryzują

Tabela 7

## Wybrane analizy mikrosondowe tytanitu z ortognejsów z otworów Mońki IG 2 i Bargłów IG 2

Selected electron microprobe analyses of titanite from orthogneisses in the Mońki IG 2 and Bargłów IG 2 boreholes

WDS [% wag.]	Mońki IG 2, M-1240		Bargłów IG 2, B-706							
	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	*	*	0,08	0,00	0,13	0,08	0,08	0,07	0,09
SiO <sub>2</sub>	30,30	30,46	30,08	30,42	30,27	30,42	30,17	30,45	30,24	30,32
TiO <sub>2</sub>	37,46	38,24	36,36	36,35	36,53	35,75	36,44	35,93	36,97	36,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	1,55	2,20	2,30	2,18	2,79	2,04	2,53	1,75	2,23
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	*	*	0,24	0,25	0,37	0,23	0,24	0,33	0,35	0,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	*	*	0,02	0,01	0,00	0,00	0,05	0,02	0,08	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
CaO	28,75	28,71	28,51	28,67	28,24	28,34	28,90	28,71	28,40	28,66
MnO	0,04	0,09	0,22	0,12	0,23	0,12	0,13	0,19	0,12	0,16
FeO	0,55	0,60	1,26	1,05	1,35	1,03	1,32	1,42	0,92	1,40
Na <sub>2</sub> O	*	*	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	*	*	0,04	0,02	0,06	0,03	0,03	0,00	0,01	0,02
H <sub>2</sub> O	5,04	5,08	5,03	5,05	5,05	5,04	5,05	5,07	5,03	5,07
suma	103,83	104,74	104,04	104,26	104,42	103,88	104,48	104,74	103,97	104,78
Liczba kationów na 18 atomów tlenu										
Nb	0,000	0,000	0,004	0,000	0,007	0,004	0,004	0,004	0,005	0,001
Si	3,607	3,594	3,587	3,612	3,596	3,619	3,587	3,605	3,602	3,59
Ti	3,353	3,394	3,26	3,245	3,262	3,198	3,257	3,199	3,312	3,259
Al	0,237	0,215	0,309	0,322	0,305	0,391	0,286	0,353	0,245	0,311
V	0,000	0,000	0,023	0,023	0,035	0,022	0,023	0,031	0,033	0,025
Cr	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,005	0,002	0,007	0,000
Mg	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003
Ca	3,666	3,631	3,643	3,647	3,593	3,613	3,68	3,641	3,624	3,635
Mn	0,004	0,009	0,023	0,012	0,023	0,012	0,014	0,019	0,012	0,016
Fe	0,055	0,06	0,125	0,104	0,134	0,102	0,131	0,141	0,092	0,139
Na	0,000	0,000	0,002	0,003	0,003	0,008	0,004	0,004	0,001	0,002
K	0,000	0,000	0,006	0,004	0,009	0,005	0,004	0,000	0,002	0,003
H	0,234	0,234	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
suma	11,157	11,137	10,984	10,976	10,968	10,976	10,996	11,000	10,937	10,984

\* nie oznaczono / not detected

się pasowością wstęgową, rzadziej koncentryczną (tabl. V). Obwódka metamorficzna jest prawie niewidoczna. Uwagę zwracają nie w pełni rozwinięte ściany kryształów, notowane jako ułamane fragmenty. Jest to cecha typowa dla ziarn pochodzących z maficznych stopów magmowych. Takie cyrkonie zwykle wykazują częściowo tylko rozwinięte ściany kryształów i są pozyskiwane w separatach mineralnych jako zbiór „połamanych” fragmentów (Corfu i in., 2003).

Opisywane w profilu **Tajno IG 5** gnejsy biotytowe (Ryka, 1992) mają wykształcenie gruboblastyczne, z widoczną foliacją magmową (Cyerman, 2004). W wielu partiach rdzenia skały są intensywnie zmylonityzowane. Gnejsy charakteryzuje obecność plagioklastu, skalenia potasowego,

kwarcu oraz obfitość biotytu i sporadycznie muskowitu. Akcesorycznie występuje apatyt, magnetyt, ilmenit, tytanit, cyrkon i monacyt oraz chloryt (tabl. VI). Analizy petrograficzne przeprowadzono na próbkach ze spągowej części profilu, z głębokości 846 i 849 m, a także 639 i 661 m. Plagioklasty najczęściej zachowują skład oligoklastu w zakresie 25,6–41,6% mol. An, chociaż notowane są także osobniki bardziej zasadowe (60,2% mol. An). Wszystkie plagioklasty charakteryzuje wysoki udział potasu do 1% wag. K<sub>2</sub>O, co oznacza obecność od 1,3 do 6,3% mol. cząsteczki Or (tab. 5).

Biotyty tworzą ciemne laminy, w których blaszki są powyginate i często inkrustowane tlenkami Fe–Ti oraz tytanitem. Udział tytanu, magnezu i żelaza w analizowanych blaszkach



Tabela 8

**Wybrane analizy mikrosondowe chlorytów z próbki ortognejsu z otworu Mońki IG 2**

Selected electron microprobe analyses of chlorite in the orthogneiss sample from Mońki IG 2 borehole

[% wag.]	M-1488	
SiO <sub>2</sub>	27,41	28,29
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,84	17,45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,06
MgO	14,29	13,76
CaO	0,03	0,12
MnO	0,59	0,39
FeO	25,27	24,65
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02
K <sub>2</sub> O	1,07	1,39
H <sub>2</sub> O	11,20	11,19
suma	98,15	97,76
Liczba kationów na 23 atomy tlenu		
Si	5,872	6,062
Ti	0,068	0,073
Al	4,505	4,408
Cr	0,007	0,01
Mg	4,565	4,395
Ca	0,007	0,026
Mn	0,106	0,07
Fe	4,528	4,418
Na	0,001	0,007
K	0,292	0,379
H	0,005	0,005
suma	19,956	19,853

waha się w zakresie: 2,9–3,4% wag. TiO<sub>2</sub>, 9,2–9,7% wag. MgO i ~21,0% wag. FeO (tab. 6).

Epidoty, mniej liczne niż w ortognejsach z Moniek, charakteryzuje zawartość Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> od 23,01 do 24,25% wag. i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> od 12,08 do 13,94% wag. oraz stała ilość CaO ok. 23,00–24,46% wag. Akcesoryczny cyrkon jest bardzo powszechny w szlifach, w jasnych laminach wśród plagioklazów oraz w ciemnych laminach w otoczeniu biotytów, epidotów czy apatytu (tab. VI). W obrazie SEM-CL *in situ* cyrkonu ujawniają pasowość koncentryczną typową dla felzytowego protolitu magmowego. Jednak ziarna są często popękane i zniekształcone (tab. VII), co musi mieć związek z licznymi strefami mylonityzacji opisanymi w tym profilu. Nawet w zdezintegrowanych cyrkonach można rozpoznać ślady koncentrycznej pasowości magmowej. W separacie mineralnym duża część ziarn jest uszkodzona. Widoczna jest prawie jednolita populacja dużych (~250 μm) ziarn (lub fragmentów) słabo obtoczonych, nawet euhedralnych,

o magmowym typie wewnętrznej budowy centralnych części cyrkonów, z wyrazistą koncentryczną pasowością, z cienkimi metamorficznymi obrostami. Na tej podstawie można stwierdzić, że cyrkon pochodzi ze skały zmetamorfizowanej o protolicie magmowym (ortognejs) i dynamicznie odkształconej.

Gnejsy biotytowe z profilu **Bargłów IG 2** cechuje struktura wyraźnie porfiroblastyczna i tekstura kierunkowa. Skład mineralny jest identyczny jak w gnejsach z Tajna. Plagioklasy, skalenie potasowe, rzadziej kwarc, tworzą porfiroblasty. W drobnoblastycznych, ciemnych laminach występuje biotyt i sporadycznie muskowitz, kwarc, epidot, tytanit, magnetyt, ilmenit. Minerale akcesoryczne (cyrkon, monacyt i apatyt) są w gnejsach dość liczne (tab. VI). Skład plagioklazów wydaje się podobny, jednak udział cząsteczki Or nie przekracza 0,5% mol. Powszechne są oligoklasy (21,4–22,9% mol. An) i andezyny 30,2–40,0% mol. An (tab. 5).

W szlifach dominuje ilościowo biotyt (do 30–40% obj.). Błazki zawierają liczne wrostki nieprzezroczystego ilmenitu i magnetytu. Udziały tytanu, magnezu i żelaza całkowitego utrzymują się na stałym poziomie ~2,6% wag. TiO<sub>2</sub>, 8,13–8,35% wag. MgO i ~22,5% wag. FeO (tab. 6).

Często widoczny jest tytanit, z ciemnymi obwódkami (tab. VI). Analizy mikrosondowe wykazały (tab. 7), że jest on bogaty w domieszki, a skład chemiczny zawsze odbiega od podstawowego CaTiSiO<sub>5</sub>. Tytanity zawierają tu dodatkowo glin (do 2,7% wag. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), wanad (do 0,37% wag. V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), mangan (do 0,22% wag. MnO), żelazo (do 1,35% wag. FeO). Ponadto stwierdzono niewielkie ilości niobu (do 0,129% wag. Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Istnieje jakościowy związek pomiędzy składem chemicznym tytanitu a typem skał macierzystych (Deer i in., 1997). Tytanity ze skał ultrazasadowych i zasadowych zawsze wykazują skład zbliżony do teoretycznego. Dla odmiany, kryształy ze skał alkalicznych typu syenitów (także syenitów nefelinowych) zawierają dodatkowo żelazo, glin oraz niob. Porównując skład tytanitów (tab. 7) można zatem wnioskować różnicę pomiędzy typem protolitu ortognejsów z Moniek (M-1240maf.) i Bargłowa (B-706). Prosty skład tytanitu z próbki M-1240maf. świadczy o maficznym charakterze protolitu, a rodzaj i ilość domieszek w tytanicie z Bargłowa (B-706) – o bardziej alkalicznym typie skał macierzystych.

Akcesoryczny cyrkon w szlifie pojawia się dość licznie. Ziarna są niemal euhedralne, w większości dobrze zachowane, tylko częściowo obtoczone. Występują w błazkach biotytu, często zdeformowanych i schlorytizowanych. Obrazy SEM-CL ujawniają typową koncentryczną pasowość magmową środków ziarn i obwódki metamorficzne podkreślone bardzo jaskrawą luminescencją (tab. VII).

#### WARUNKI METAMORFIZMU

Skład mineralny w ortognejsach z Moniek, Tajna i Bargłowa ogranicza odtworzenie paleotemperatur tylko do termometru biotytowego (Henry i in., 2005). Wszystkie analizowane gnejsy spełniały konieczny warunek współwystępowania dodatkowej fazy mineralnej, nośnika tytanu Ti (np. rutylu czy ilmenitu).

Z uwagi na podobny skład biotytów w próbkach z Moniek (M-1240maf. i M-1240felz.) otrzymano bardzo zbliżone zakresy temperatur, odpowiednio 599–627°C oraz 590–614°C. Mimo że biotyty z głębokości 1488 m (M-1488) cechowała względnie mniejsza zawartość żelaza i tytanu, warunki metamorfizmu były dość podobne (588–616°C). Duża zawartość tytanu w biotycie z Tajna, dla odmiany, świadczy o wyższych temperaturach metamorfizmu, pomiędzy 639 a 699°C. W Bargłowie uzyskano nieznacznie niższy zakres temperatur (607–653°C).

Zapis oparty na składzie chemicznym biotytu wskazuje na ogólne wahania temperatur w warunkach facji amfibolitowej. Wyniki od 599 do 699 ±24°C są porównywalne w granicach błędów z temperaturami oszacowanymi dla skał metaosadowych w tym rejonie (fig. 2a). Okazuje się, że najsilniej zmetamorfizowane były skały z Tajna i Bargłowa, w warunkach odpowiadających górnemu zakresowi facji amfibolitowej. Najsłabszy stopień metamorfizmu, blisko pogranicza facji zieleńcowej, cechuje ortognejsy z Moniek, z głębokości 1488 m (fig. 2b).

#### CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA ORTOGNEJSÓW

Pełne dane geochemiczne dotyczące grupy ortognejsów biotytowych z Moniek (5 próbek), Tajna (4 próbki) i z Bargłowa (1 próbka) zamieszczono w tabeli 9. W przypadku próbki M-1240maf. przedstawione zostały dwie analizy tego samego proszku, dla kontroli wykonane równolegle w dwóch laboratoriach – CLCh PIG oraz ACME Vancouver. Uzyskano bardzo zbliżone wyniki. Jedyne istotne różnice stwierdzono w zawartości ołowiu i uranu.

Ortognejsy biotytowe charakteryzuje zróżnicowana zawartość pierwiastków głównych. Najmniejszą zawartość krzemionki zanotowano w Mońkach (43,16–59,84% wag. SiO<sub>2</sub>), a większą w Tajnie i Bargłowie (61,40–69,21% wag. SiO<sub>2</sub>). Poza próbką M-1488 (MgO 13,99% wag.) udział magnezu jest dość niski i waha się pomiędzy 1,18 a 2,45% wag. MgO.

Analizy pierwiastków śladowych wskazują, że grupa ortognejsów nie jest jednolita. Zawartości mobilnych pierwiastków śladowych z grupy LILE obejmują szeroki zakres dla rubidu (90–241 ppm) i baru (277–1130 ppm). Ilości pierwiastka cyrkonu od 63 do 287 ppm świadczą o znacznych różnicach w stopniu dyferencjacji prawdopodobnego magmowego protolitu, co doskonale ilustrują diagramy zawartości pierwiastków śladowych w funkcji Zr (fig. 11). To graficzne zestawienie pozwala zauważyć dodatnie trendy w przypadkach pierwiastków wysokoniedopasowanych, co może ilustrować związek z tą samą serią magmową. Najwyraźniej zaznacza się to w relacjach z Y, Nb i Yb. Uwzględniając udział Zr, próbka M-1240maf. okazała się rzeczywiście w mniejszym stopniu zdyferencjowana (Zr 80–111 ppm) niż próbka felzytowa M-1240felz. (Zr 226 ppm). Jednak niektóre zawartości pierwiastków wysokoniedopasowanych odbiegają od głównych trendów. Może to oznaczać, że oprócz or-

tognejsów w grupie porównywanych skał znajdują się utwory mieszane, epiklastyczne lub piroklastyczne.

Dla bezpośredniego porównania (fig. 11) zostały wykorzystane także analizy geochemiczne ortognejsów biotytowych z Litwy, z otworów Lazdijai 32 i Bliudziai 150 (Skridlaite niepubl.) z suprakrystalnej sekwencji wulkaniczno-osadowej ze strefy MLSZ. W skałach tych zawartości Zr zmieniają się w mniejszym zakresie (101–221 ppm). Większe różnice zawartości tego pierwiastka i tym samym stopnia dyferencjacji notuje się w ortognejsach z Moniek, Bargłowa i Tajna (tab. 9). Równocześnie ilości lantanu utrzymują się na poziomie 11,2–77 ppm i są proporcjonalne w stosunku do stopnia dyferencjacji. Wyjątkiem są próbki T-639 oraz M-1240maf. W tym ostatnim przypadku nośnikiem pierwiastków REE są fluorowęglany REE i allanit (tabl. IV). Charakterystyki REE znormalizowane do chondrytu najczęściej ujawniają wyraźną ujemną anomalię europową (fig. 12). Na diagramie REE z głównej grupy 10 próbek odbiega krzywa o najniższym stopniu wzbogacenia, ok. 50x chondryt (próbka M-1488, MgO 3,99% wag., La 11,1 ppm). Pozostałe znajdują się na poziomie od 100 do 300x chondryt.

Diagram pierwiastków śladowych, znormalizowanych do składu prymitywnego płaszcza PM (fig. 13), pozwala porównać jednocześnie poziom zawartości 21 składników o wysokim i bardzo wysokim stopniu niedopasowania. Widać duże zróżnicowanie ortognejsów biotytowych z profilu Mońki. Konsekwentnie skała z głębokości 1488 m wyróżnia się względnie niskim stopniem dyferencjacji i najmniejszym wzbogaceniem w pierwiastki z grupy LILE i HREE oraz najniższymi zawartościami niobu, strontu i cyrkonu (trzy ujemne anomalie). W strefie pierwiastków najbardziej niedopasowanych pojawiają się dwie grupy charakterystyk. Jedną stanowią dwie analizy M-1240maf. z ujemną anomalią fosforową, cyrkonową i tytanową oraz względnym zubożeniem w HREE (iterb i lutet). Drugą grupę, próbki M-1240felz., M-1523 i M-1532, łączy obecność słabej podwójnej anomalii strontowo-potasowej, brak ujemnej anomalii cyrkonowej, słabiej zarysowana anomalia tytanowa i względne wzbogacenie w HREE. Wspólna dla obu typów charakterystyk anomalia Sr jest powiązana z plagioklazami i może mieć związek ze zjawiskiem pozostawiania plagioklazów w fazie rezidualnej (Ingle i in., 2002). Względne zubożenie w Ti jest typowe dla skał generowanych w skorupie kontynentalnej, w strefie subdukcji.

Diagramy pajęczce pokazują różnice pomiędzy próbkami z interwału 1240 m (M-1240maf. i M-1240felz.). Wynikają one głównie z zubożenia części maficznej w najbardziej niedopasowane pierwiastki HFSE, a szczególnie Zr, Y, Yb, Lu. W przypadku ortognejsów z Tajna i Bargłowa obserwuje się dużą zgodność kształtu diagramów pajęczych, co potwierdza genetyczne pokrewieństwo skał. Ponadto rysuje się względne zubożenie w mobilny bar i tor (oprócz T-639) w stosunku do skał z Moniek.

Osobnym zagadnieniem, doskonale uwidocznionym na diagramie pajęczym, są pewne różnice (błędy?) analityczne w oznaczeniach zawartości ołowiu (tab. 9) w dwóch różnych laboratoriach (ACME vs CLCh PIG). Ta sama próbka

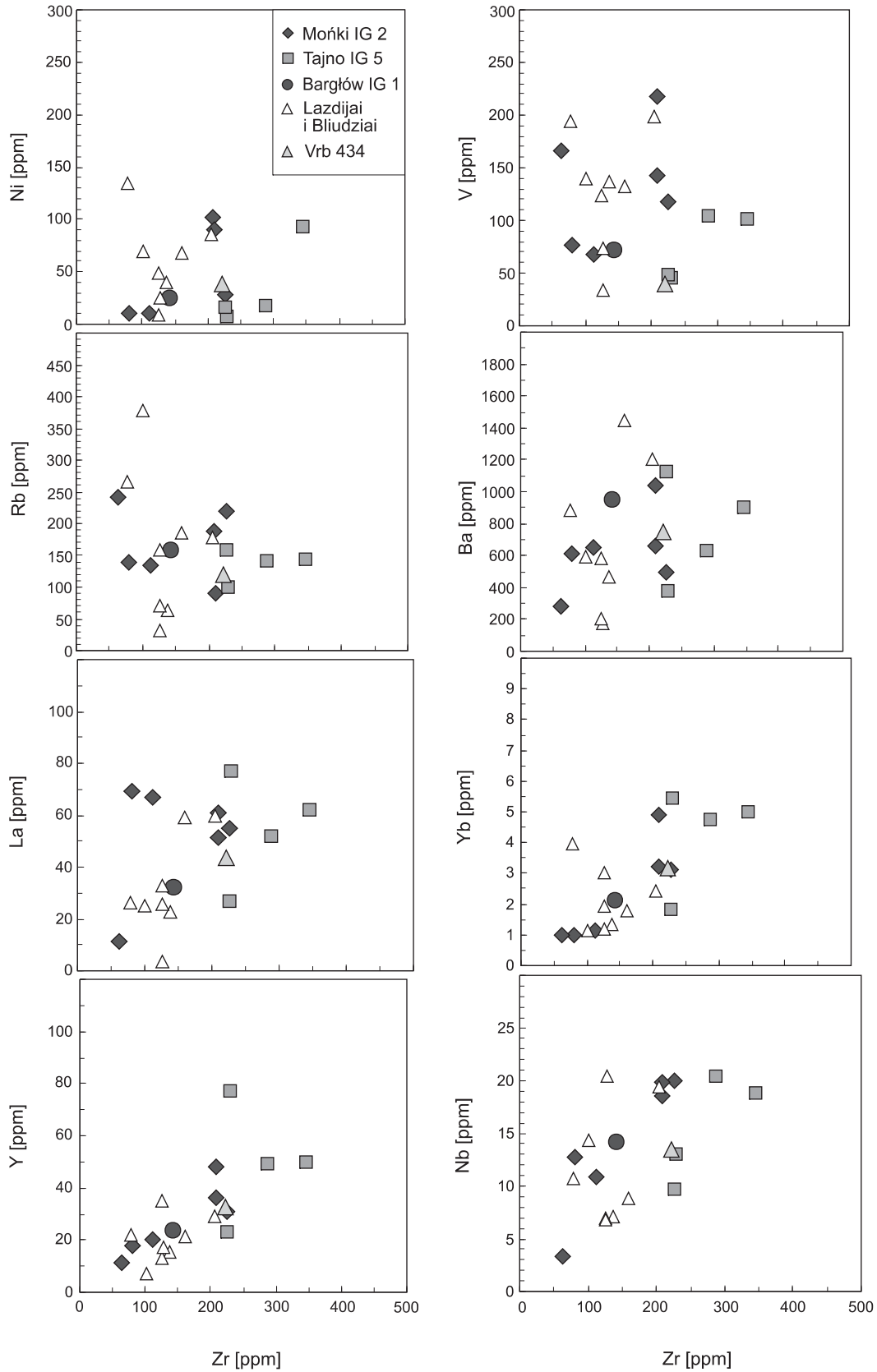
Tabela 9

## Skład chemiczny ortognejsów z otworów Mońki IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 2

Major and trace elements composition of orthogneisses from the Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 boreholes

[%wag.]	Mońki IG 2						Tajno IG 5				Bargłów IG 2 B-706
	M-1240			M-1488	M-1523	M-1532	T-639	T-661	T-846	T-849	
	felz.	maf.	maf.								
SiO <sub>2</sub>	58,56	59,84	59,78	46,05	43,2	55,99	69,24	61,40	68,38	61,71	66,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,27	19,80	20,17	15,04	25,27	16,72	14,15	15,37	14,22	16,02	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,02	5,00	4,88	12,41	14,01	14,29	4,25	7,59	4,29	7,28	4,95
MgO	2,32	1,23	1,29	13,99	2,45	1,89	1,18	2,01	1,50	1,91	1,73
CaO	4,69	4,18	4,46	1,37	1,69	1,72	3,07	4,18	1,79	4,39	2,56
Na <sub>2</sub> O	1,97	4,12	4,11	0,13	1,68	2,05	3,08	2,98	2,88	3,21	3,89
K <sub>2</sub> O	3,58	3,22	2,87	4,13	6,31	2,88	2,00	2,79	4,96	2,53	2,25
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,45	0,504	0,59	1,25	1,77	0,61	1,06	0,56	1,04	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,284	0,10	0,116	0,14	0,2	0,17	0,08	0,35	0,18	0,35	0,16
MnO	0,121	0,08	0,09	0,26	0,1	0,1	0,05	0,14	0,08	0,12	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41 <sup>^</sup>	0,003	(13 <sup>^</sup> )	0,211	0,018	0,014	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
LOI	1,75	1,6	1,56	5,6	3,5	2,3	2,20	1,80	1,00	1,40	1,50
suma	99,59	99,63	99,78	99,97	99,7	99,91	99,92	99,69	99,85	99,96	100,01
[ppm]		(ACME)	(CLCh)								
Rb	220	134,8	140	240,9	187,2	89,9	101,1	144,7	158,7	140,4	158,6
Ba	497	649,2	612	276,8	1037,9	658,2	376	907,6	1130,3	629,6	947,5
Th	19	16,9	18,1	1,8	21,2	17,5	55,7	12,3	5,5	13,4	7,7
U	3,5	4	1,99	0,6	4,4	42,1	3,3	4,8	3,1	4,3	5
Hf	5	3,1	1,91	1,8	6,6	6,2	7,2	9	6,8	7,8	4,1
Ta	0,5	0,6	*	0,3	1,6	3,1	0,8	1,6	0,8	1,4	1,3
Nb	20	10,8	12,7	3,4	18,5	19,9	13,1	18,9	9,7	20,4	14,2
Cs	*	3,9	*	30,2	10	4,6	3	5,3	4,4	5,3	5,6
Sr	281	489,4	484	44,7	179,9	185,4	255,6	256,2	221,3	363,7	246,8
Zr	226	111,9	79,9	63	208,6	209,3	229,4	345	226,3	287,4	142,1
Y	31	20,1	17,6	11,1	36	48,3	77,4	50	23	49,2	23,8
La	55	67,1	69,4	11,1	60,8	51,4	77,1	62,2	26,7	52,2	32,50
Ce	95	131	145	30,1	126,5	98,90	199,4	126,1	55,7	111,4	71,7
Pr	11,5	14,5	17,3	4,26	13,84	10,62	22,45	13,82	6,46	13,49	8,75
Nd	43,8	52,9	63,2	21,4	52,4	41,4	87,5	57,2	27,9	53,1	35,1
Sm	8,1	7,9	9,9	4,1	9,5	7,7	17	10,4	4,9	10,3	6,6
Eu	1,6	1,58	1,93	0,71	1,59	1,42	2,17	2,16	1,4	2,66	1,63
Gd	6,2	5,43	6,93	3,37	6,95	6,73	14,13	8,84	4,58	10,11	5,71
Tb	1,3	0,84	0,86	0,46	1,17	1,24	2,23	1,47	0,74	1,54	0,79
Dy	6,1	3,91	4,44	2,14	6,19	7,73	12,38	8,31	4,16	8,52	4,11
Ho	1,2	0,67	0,77	0,4	1,19	1,57	2,44	1,62	0,75	1,69	0,77
Er	3,5	1,55	1,79	1,03	3,22	4,59	7,12	4,86	2,21	4,95	2,27
Tm	0,52	0,2	0,19	0,12	0,5	0,71	0,94	0,73	0,28	0,79	0,35
Yb	3,1	1,14	1,01	1,01	3,2	4,88	5,47	5	1,83	4,75	2,14
Lu	0,48	0,15	0,14	0,16	0,51	0,76	1,01	0,75	0,34	0,67	0,32
Sc	*	12	14,2	19	35	19	13,00	21,00	9,00	23,00	13,00
Co	23	8,6	8,91	66,5	28,6	24	10,7	17,5	9	15,9	11,7
Ni	28	10,5	10,7	338	102	90	7,00	93,00	16,00	17,00	25,00
V	118	68	76	166	217	142	45	101	49	104	72
Pb	23	8,9	29,9	3	7,9	5,6	14	5,1	4,5	4,8	3,8
Zn	111	51	*	232	71	64	51	95	56	84	68
Cu	67	31	*	3	1,1	1,8	18,1	35	25,2	337	31,3

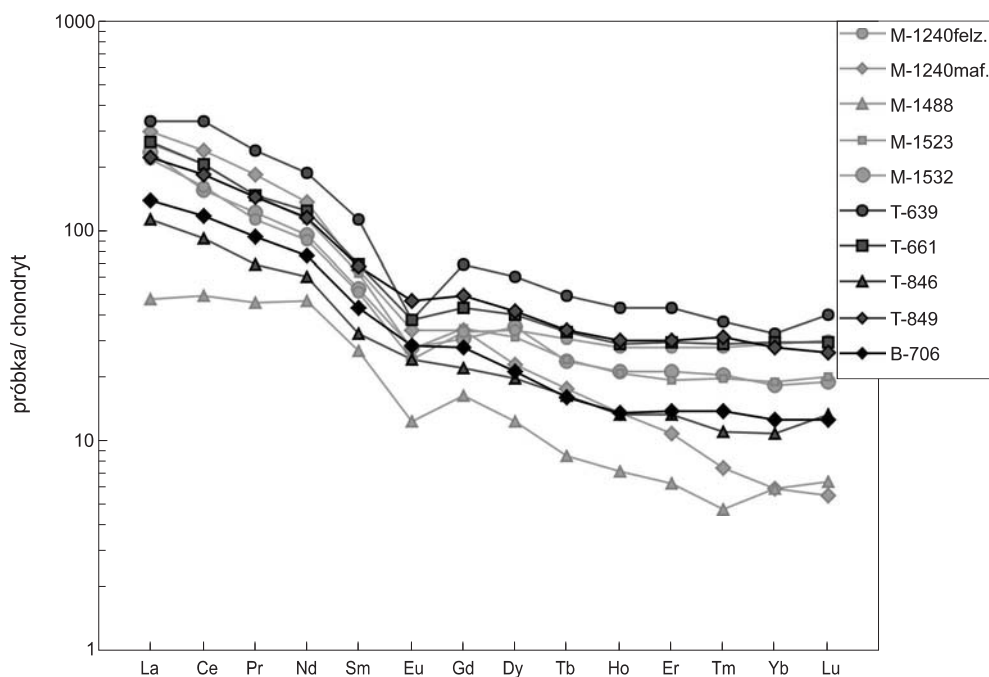
\* nie oznaczono / not detected; ^ jako Cr w ppm / Cr in ppm



**Fig. 11. Zmienność zawartości pierwiastków śladowych w funkcji Zr w ortognejsach z otworów Mońki IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 2 oraz w skałach metawulkanicznych z otworów Lazdijai, Bliudziai i Virbaliskis (niepublik. dane G. Skridlaite i G. Motuza)**

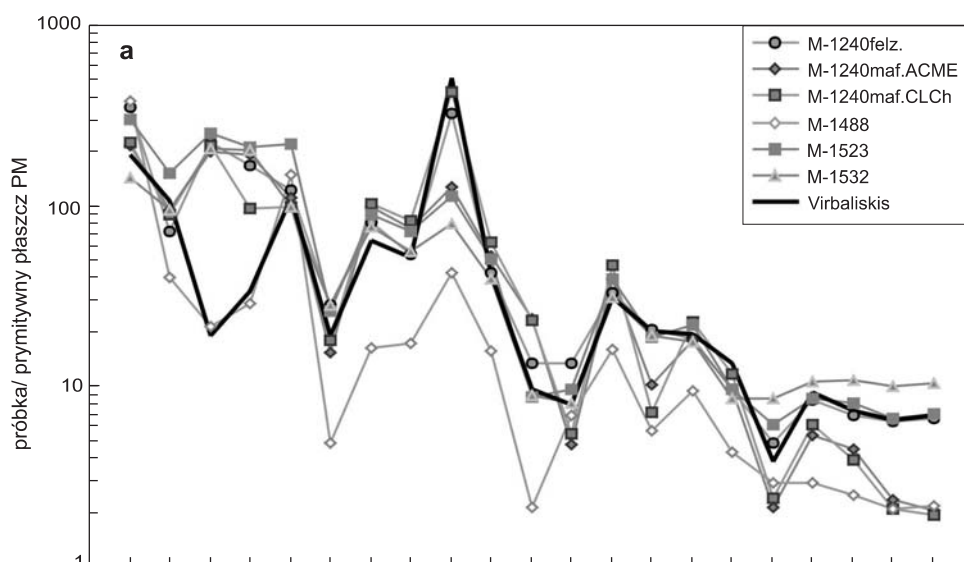
Trace elements variation vs Zr in orthogneisses from Mońki IG 2, Tajno IG 5, Bargłów IG 2 and metavolcanics selected from Lazdijai, Bliudziai and Virbaliskis boreholes (unpubl. data of G. Skridlaite and G. Motuza)





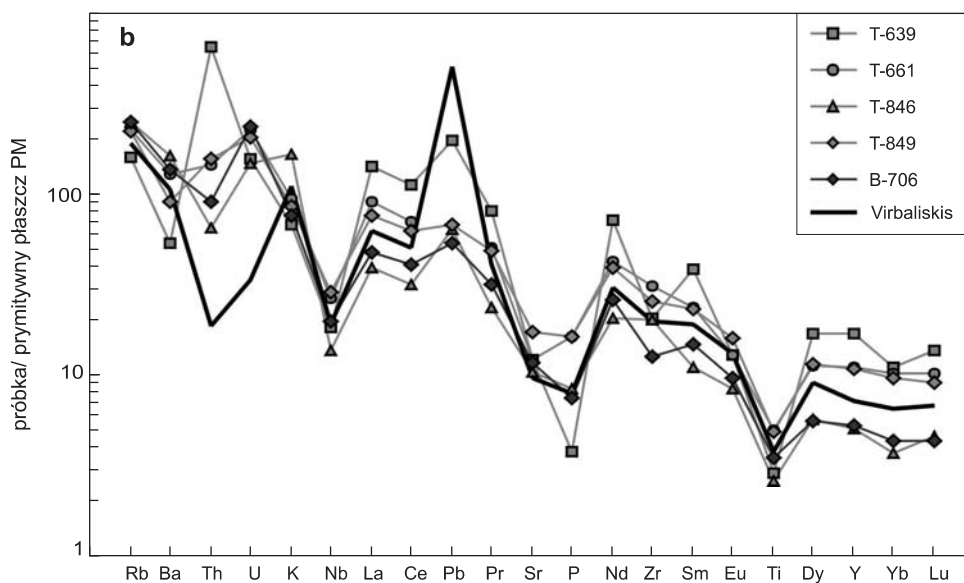
**Fig. 12.** Charakterystyki pierwiastków ziem rzadkich znormalizowanych do chondrytu w próbkach ortognejsów z otworów Mońki IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 2. Wartości normalizacyjne dla chondrytu wg Sun i McDonough (1989)

Chondrite normalised rare earth element patterns in orthogneiss samples from Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 boreholes. Normalised to chondrite values from Sun and McDonough (1989)



**Fig. 13.** Diagramy zawartości niedopasowanych pierwiastków śladowych znormalizowanych do składu prymitywnej płaszcz (PM) dla ortognejsów z otworów: a – Mońki IG 2, b – Tajno IG 5 i Bargłów IG 2. Dla porównania diagram pajęczy dla gnejsów z otworu Virbaliskis (niepublik. dane G. Motuza). Wartości normalizacyjne PM wg Sun i McDonough (1989)

Primitive mantle (PM) normalised incompatible elements diagram for orthogneisses from: a – Mońki IG 2, b – Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 boreholes, compared to Virbaliskis meta-volcanics (unpubl. data of G. Motuza). PM values after Sun and McDonough (1989)



M-1240maf. zawiera 8,9 ppm Pb (ACME) albo aż 29,9 ppm Pb (CLCh), co po znormalizowaniu do składu PM w tym ostatnim przypadku powoduje silną dodatnią anomalię ołowiu. Jest to jednak pierwiastek mało diagnostyczny genetycznie, świadczący jedynie o silnej kontaminacji skorupowej.

### Klasyfikacja protolitu magmowego

Powołując się na geochemiczne analogie charakterystyk skał metawulkanicznych z Bliudziai, Lazdijai i Virbaliskis oraz ortognejsów z Moniek, Tajna i Bargłowa, można wnioskować, że utwory macierzyste mogły mieć dość podobny protolit wulkanogeniczny, różniący się stopniem dyferencjacji. Interpretacja genezy skał z otworów litewskich była szczególnie ułatwiona dzięki zachowanym wulkanogenicznym cechom teksturalnym (lapille, fenokryształy). Cechy geochemiczne wskazują na dacytowo-andezytowy skład protolitu wulkanicznego (Skridlaite, Motuza, 2001; Motuza, 2005; Motuza i in., 2006).

W przypadku zmetamorfizowanych skał wulkanogenicznych (ław i piroklastyków) najbardziej pomocne przy odtworzeniu cech protolitu i klasyfikacji są kryteria wykorzystujące niedopasowane pierwiastki z grupy HFSE (fig. 14).

W trakcie metamorfizmu średniego stopnia niektóre pierwiastki wysokoniedopasowane, np. cyrkon czy itr, pozostają najmniej mobilne. Wysokie stosunki Nb/Y w próbkach z Moniek (0,31–0,72), Bargłowa (0,6) i nieco mniejsze z Tajna (0,16–0,42), obok zmiennego Zr/Ti w zakresie 0,008–0,0158 (Mońki) i 0,045–0,066 (Tajno) oraz 0,0312 (Bargłów), są analogiczne jak w bazaltach alkalicznych (Mońki) oraz riodacytach i dacytach (Tajno i Bargłów). Tylko maficzna skała z Moniek M-1488 ma cechy subalkalicznego bazaltu. W klasyfikacji Nb/Ti–Nb/Y gnejsy z Litwy zajmują pole andezytów i riodacytów, pomiędzy projekcjami skał z Moniek a najbardziej zdyferencjowanymi skałami z Tajna (fig. 14a). Pojedyncze punkty plasują się na granicy z trachyandezytami. Projekcje tworzą ciągłą grupę, co może sugerować ich komagmowy charakter.

Stosunki pierwiastków średnio- do wysokoniedopasowanych Zr/Sc i Th/Sc, które w procesach magmowych wyraźnie rosną wraz ze stopniem dyferencjacji, pozwalają na odróżnienie utworów maficznych od felzytowych. W trakcie metamorfizmu zawartości Zr, Sc, Th mogą wiernie zachować cechy skał źródłowych. Korzystając ze średnich wartości tych parametrów w typowym szeregu skał wulkanicznych od wysokoalumiowego bazaltu i niskokrzemionkowego andezytu, dacytu aż do riodacytu AND–DAC–RHY

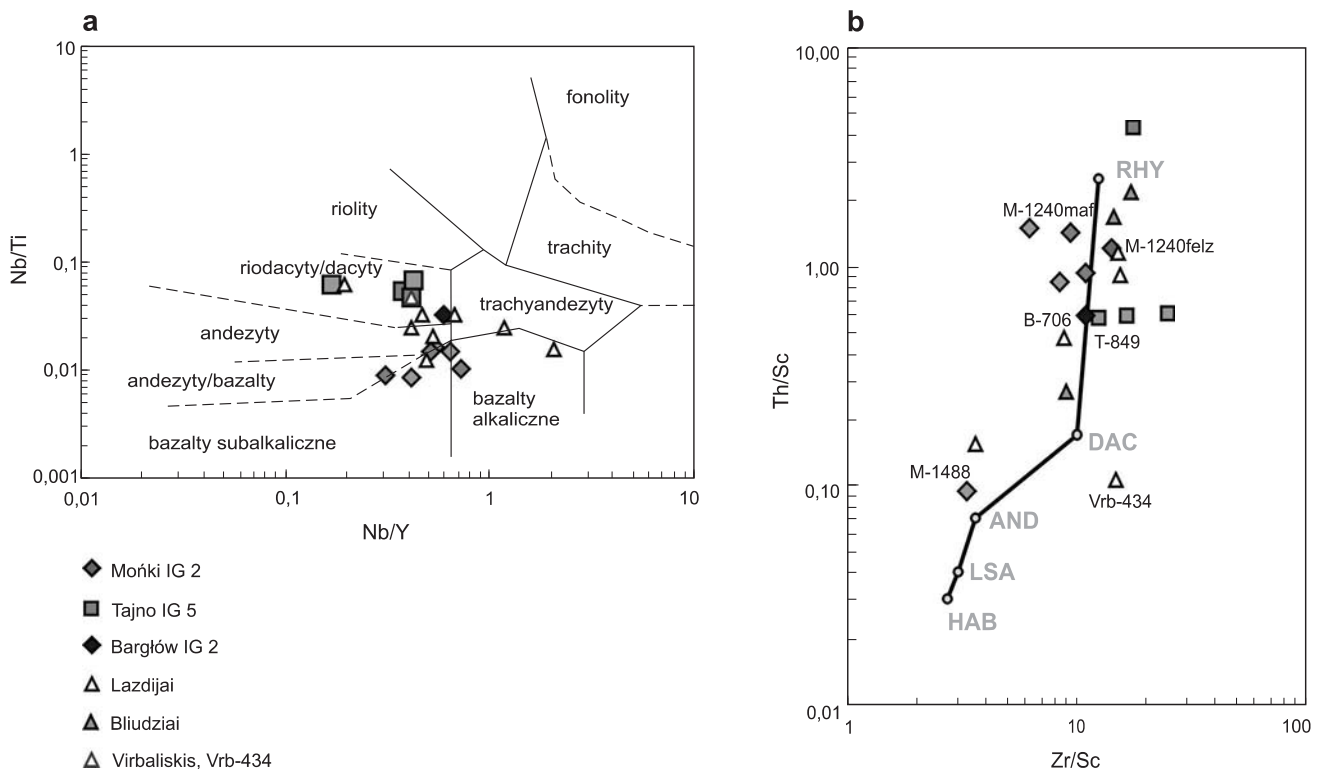


Fig. 14. Klasyfikacja ortognejsów z otworów Mońki IG 2, Tajno IG 5, Bargłów IG 2 oraz Bliudziai, Lazdijai i Virbaliskis: a – diagram oparty na niemobilnych pierwiastkach śladowych (Winchester, Floyd, 1977), b – diagram Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan i in., 1993; Roser i in., 2002) definiujący skład typowej serii skał wulkanicznych od HAB – bazaltu bogatego w glin, LSA – andezytu uboższego w krzemionkę, AND – andezytu, DAC – dacytu do RHY – riolitu

Classification diagrams for orthogneisses from Mońki IG 2, Tajno IG 5, Bargłów IG 2 boreholes and Bliudziai, Lazdijai and Virbaliskis boreholes from Lithuania: a – based on immobile incompatible trace elements diagram of Winchester and Floyd (1977), b – Th/Sc vs Zr/Sc diagram (McLennan *et al.*, 1993; Roser *et al.*, 2002) defining a typical volcanic rock series from HAB – high alumina basalt, LSA – low silica andesite, AND – andesite, DAC – dacite to RHY – rhyolite

(Taylor, 1969), została wyznaczona linia prostej ewolucji źródła wulkanogenicznego (Roser i in., 2002). Ten sposób jednocześnie kontroluje ewentualny wpływ skał osadowych i zjawisko koncentracji cyrkonu (McLennan i in., 1993).

Wartości stosunków Th/Sc i Zr/Sc potwierdzają związek protolitu analizowanych ortognejsów z typowym składem szeregu wulkanicznego od andezytu do riolitu. Brak jest natomiast członów bardziej maficznych, jak bazalty. Projekcje, w których Zr/Sc nie układa się na wyznaczonych (średnich) liniach trendu, mogą oznaczać koncentrację cyrkonu (pierwiastka i minerału). Od zwartej grupy najbardziej odbiega jedna z próbek z Tajna (Zr/Sc = 25). Tu jednak stosunek Zr/Sc wynika z wyjątkowo niskiej ilości skandiu (9 ppm). Dla większości próbek z Tajna typowa zawartość tego pierwiastka obejmuje zakres 13–23 ppm. Ponadto, na diagramie Th/Sc–Zr/Sc (fig. 14b) doskonale widoczny staje się najbardziej maficzny charakter protolitu skały M-1488. Na każdym z odcinków wzorcowego trendu AND–DAC–RHY obok projekcji z Moniek, Tajna i Bargłowa są obecne skały z Litwy, przyjmując analogiczne proporcje Th/Sc i Zr/Sc.

Ocena środowiska geotektonicznego za pomocą diagramów tektonomagmowych może być skuteczna tylko dla typu skał, dla których były skonstruowane (Rollinson, 1994). Zwykle jest to skład bazaltu. Zdyferencjowany protolit wulkanogeniczny zbliżony do riodycytu i dacytu stanowi utrudnienie, a stosowanie tych samych kryteriów dla innych członów może pociągać za sobą niepewne wskazania. Dlatego też tylko w ograniczonym zakresie i raczej orientacyjnie posłużono się metodą diagramów.

Zawartości pierwiastków śladowych w ortognejsach świadczą ogólnie o wapniowo-alkalicznych cechach protolitu. Na diagramie La–Y–Nb projekcje obejmują pole 1A (fig. 15a). Większość danych z MLSZ wypada dokładnie w tym samym polu. Na podstawie koncentracji Zr oraz Y i Nb (Meschede, 1986) można odróżnić bazalty łuków wulkanicznych (VAB) od grzbietów śródoceanicznych normalnych i wzbogaconych (N-MORB i E-MORB), a także bazalty wewnątrzpłytkowe szeregu alkalicznego (WPA) od szeregu toleitowego (WPT). W tym przypadku (fig. 15b) punkty układają się dość zwartą grupą w polu bazaltów łuków wulkanicznych (VAB), zachodząc nieznacznie na pola WPT i WPA, co tylko podkreśla alkaliczny charakter niektórych skał. Ogólne porównania wskazują, że w środowiskach łuków wulkanicznych alkaliczność magmy powinna wzrastać z odległością od rowu czy frontu wulkanicznego (Wilson, 1989). Korzystając z obserwacji współcześnie aktywnych łuków wysp, można szacunkowo oceniać, że sygnatura wapniowo-alkaliczna do alkalicznej jest typowa dla środkowego i późnego stadium ewolucji łuku i większego dystansu od rowu basenu zaułkowego. Relacje wysokoniedopasowanych pierwiastków cyrkonu i niobu w ortognejsach mogą dodatkowo świadczyć o wyrażnym związku ze strefą subdukcji (fig. 15c).

### Wiek protolitu magmowego i wiek metamorfizmu

Epizody termiczne poniżej temperatury 800°C nie mają wpływu na straty radiogenicznego Pb (Finch, Hanchar, 2003; Hoskin, Schaltegger, 2003) i nie zmieniają wzoru pierwotnej

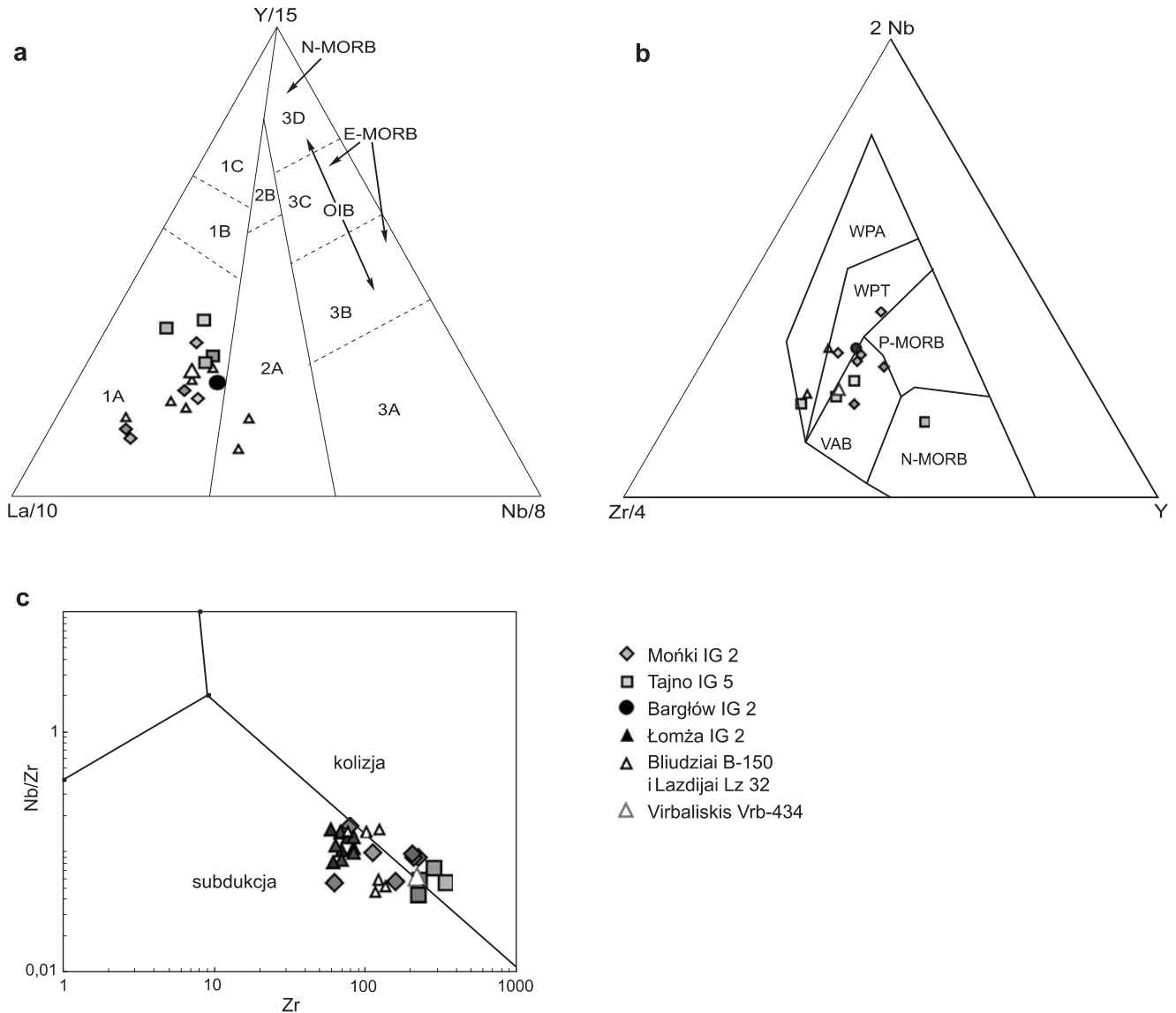
budowy ziarn (Corfu i in., 2003). Ma to istotne znaczenie dla wiarygodności badań izotopowych cyrkonów pochodzących ze skał metamorficznych oraz interpretacji wyników. Obrazy SEM-CL cyrkonów z ortognejsów z Moniek, Tajna i Bargłowa (tabl. V, VII) dostarczają przykładów doskonale zachowanego magmowego typu budowy cyrkonów. W przedstawionych przypadkach można rozpoznać subtelne oraz bardziej wyraziste obrosty metamorficzne związane z metamorfizmem w zakresie temperatur facji amfibolitowej (599–699 ±22°C).

Badaniom izotopowym poddano pojedyncze próbki z wszystkich trzech profili: Mońki, Tajno, Bargłów. Ziarna pochodziły z ortognejsów biotytowych z próbek: M-1240maf. i M-1240felz. oraz T-849 (spąg profilu), B-706 (strop profilu). W próbce M-1240maf. cyrkonony charakteryzowały się pasowością wstęgową (BZ), typową dla ziarn ze skał maficznych. Analizowano ziarna bez wyraźnych obrostów metamorficznych. W jednym przypadku sprawdzono ziarno wyraźnie odziedziczone. Diagram konkordii oparty na  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  do  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  przy 11 analizach pokazuje doskonałą zgodność ośmiu i prawie zgodność dwóch analiz (fig. 16a). Na tej podstawie najbardziej prawdopodobny wiek krystalizacji maficznego protolitu magmowego z Moniek M-1240maf. został określony na 1829 ±8 mln lat.

W drugiej próbce z profilu Mońki (M-1240felz.), w obrazie SEM-CL rozpoznano środki z koncentryczną (CZ) i w jednym przypadku z wstęgową (BZ) magmową pasowością wzrostową oraz obrosty metamorficzne ze słabą luminescencją (tabl. V). Badane były środki (6 analiz) i obrosty metamorficzne (11 analiz). Wszystkie stosunki  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  i  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  są konkordantne (fig. 16b). Za najbardziej prawdopodobny wiek krystalizacji protolitu magmowego można wskazać 1836 ±8 mln lat.

W obrostach metamorficznych stosunki izotopowe świadczą o przybliżonym wieku, odpowiednio: od 1798 ±9 do 1861 ±7 mln ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) oraz od 1811 ±9 do 1859 ±16 mln lat ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Wyniki obarczone są jednak bardzo dużymi błędami, rzędu 10–34 mln lat (duże elipsy błędów). Za najbardziej prawdopodobny czas metamorfizmu (tu facji amfibolitowej) został wskazany wiek 1826 ±28 mln lat. Mało precyzyjne rezultaty sprawiają, że trudno jest w podanych granicach wskazać wyraźną różnicę wieku krystalizacji protolitu i następującego po nim metamorfizmu.

Zbliżony zakres błędów w analizach środków M-1240felz. i M-1240maf. sprawia, że można odtworzyć proste następstwo czasowe pomiędzy wiekiem krystalizacji protolitu felzytowego, krystalizacją M-1240 protolitu maficznego oraz wiekiem metamorfizmu gnejsu felzytowego. Najbardziej prawdopodobny czas krystalizacji M-1240felz. to około 1836 ±8 mln lat. Po nim (ok. 1829 ±8 mln lat) miała miejsce krystalizacja protolitu maficznego M-1240maf. Dopływ magmy maficznej mógł być odpowiedzialny za powstanie obwódek metamorficznych w felzytowych cyrkonach i metamorfizm, zarejestrowany ok. 1826 ±28 mln lat. W granicach podanych błędów wyniki dotyczące krystalizacji M-1240maf. i metamorfizmu M-1240felz. mogą być identyczne.



**Fig. 15. Diagramy dyskryminujące środowisko geotektoniczne ortognejsów z otworów Mońki IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 2: a – diagram La–Y–Nb (Cabanis, Lecolle, 1989); b – diagram Nb–Zr–Y (Meschede, 1986); c – diagram Nb/Zr–Zr (Thieblemont, Tegye, 1994)**

Pola oznaczają: diagram a: 1 – bazalty łuków wulkanicznych (1A – wapieniowo-alkaliczne, 1B – przejściowe, 1C – toleityczne), 2A – bazalty kontynentalne, 2B – bazalty basenów załukowych, 3A – alkaliczne bazalty ryftów kontynentalnych, 3B, 3C – wzbogacone bazalty grzbietów śródoceanicznych (E-MORB), 3D – zubożone bazalty grzbietów śródoceanicznych (N-MORB); diagram b: WPA – wewnątrzpłytkowe bazalty alkaliczne, WPT – wewnątrzpłytkowe toleity, VAB – bazalty łuków wulkanicznych, P-MORB – wzbogacone bazalty grzbietów śródoceanicznych, N-MORB – zubożone bazalty grzbietów śródoceanicznych

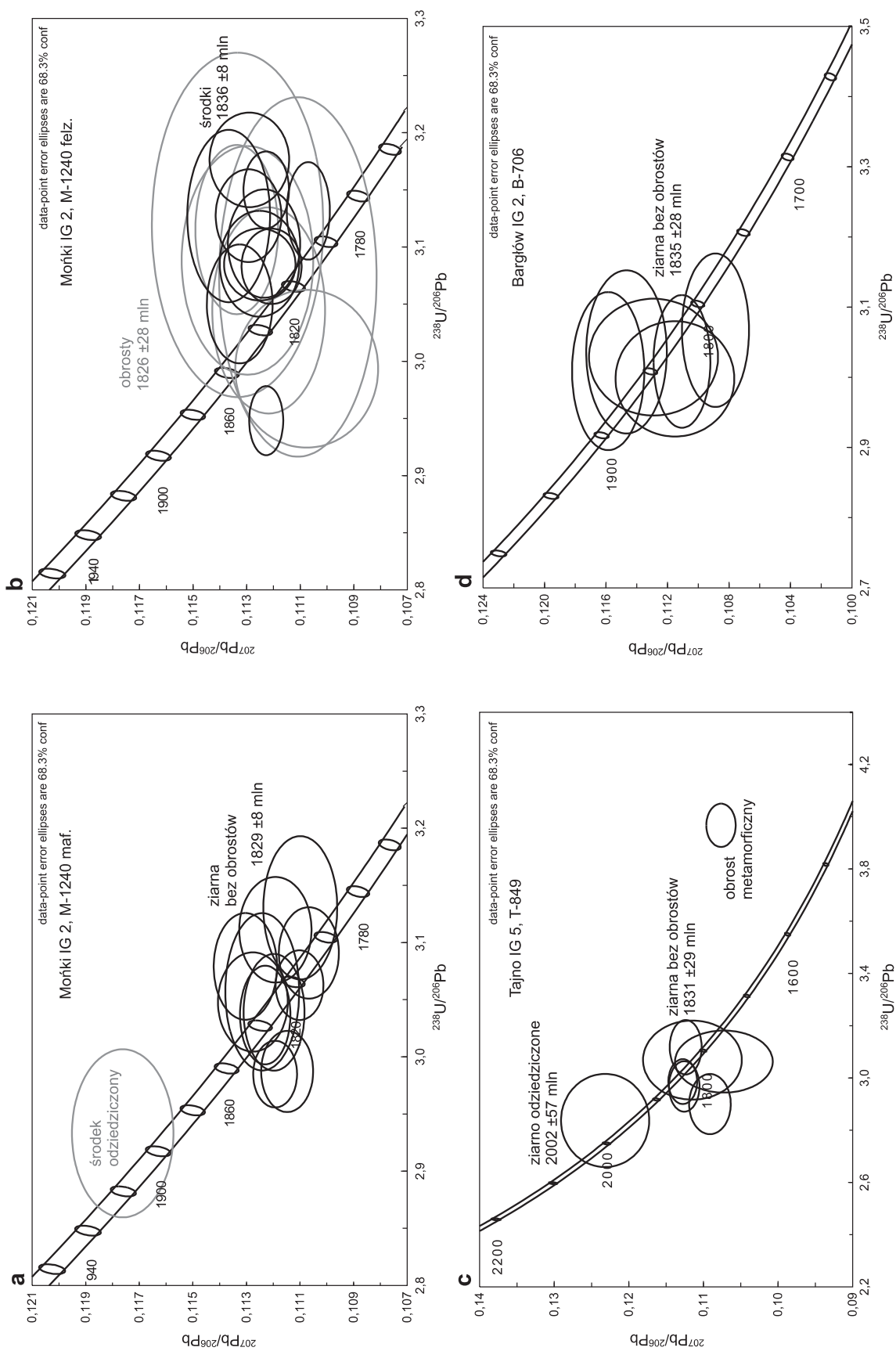
Discrimination diagrams for Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 orthogneisses: **a** – La–Y–Nb diagram (Cabanis, Lecolle, 1989); **b** – Zr–Nb–Y diagram (Meschede, 1986); **c** – Nb/Zr–Zr diagram (Thieblemont, Tegye, 1994)

The fields the note; **a** diagram: 1 – island arc basalts (1A– calc-alkaline, 1B – transitional, 1C – tholeiitic), 2A – continental basalts, 2B – back-arc basalts, 3A – oceanic alkali basalts from intercontinental rifts, 3B, 3C – enriched middle ocean ridge basalts (E-MORB), 3D – depleted middle ocean ridge basalts (N-MORB); **b** diagram: WPA – within-plate alkali basalts, WPT – within-plate alkali basalts and tholeiites, VAB – volcanic arc basalts, P-MORB – enriched middle ocean ridge basalts, N-MORB depleted (normal) middle ocean ridge basalts

W próbkach z profili Tajno i Bargłów wybierano ziarna bez wyraźnych obrostów, analizując centralne części takich cyrkonów. Charakteryzowały się one dobrze rozwiniętą, koncentryczną pasowością magmową (tabl. VII). W próbce ze spągu profilu Tajno (T-849) sprawdzono skład izotopowy 8 cyrkonów, w tym 6 ziarn bez obrostów, 1 srodek wyróżniający się pasowością sektorową (SZ)

i 1 cienki obrost bez budowy pasowej. Powtarzają się duże błędy poszczególnych analiz stosunków izotopowych, rzędu 20–76 mln lat (duże elipsy błędów), chociaż ogólnie wyniki są konkordantne (fig. 16c). Na podstawie 6 analiz najbardziej prawdopodobny wiek krystalizacji magmowej oceniono na  $1831 \pm 29$  mln lat.





**Fig. 16. Diagramy zgodności stosunków izotopowych  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  wykonanych z ortognejsów: a – Monki IG 2, fragment maficzny M-1240maf.; b – Monki IG 2, fragment felytowy M-1240felz.; c – Tajno IG 5, próbka felytowa T-849; d – Bargłów IG 2, próbka felytowa B-706**

Concordia diagrams of zircon  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  isotopic ratios for orthogneisses: **a** – Monki IG 2 mafic part M-1240maf.; **b** – Monki IG 2 felsic part M-1240felz.; **c** – Tajno IG 5 felsic sample T-849; **d** – Bargłów IG 2 felsic sample B-706

Cyrkonony z ortognejsu ze stropowej części profilu Bargłów (B-706) cechuje koncentryczna pasowość magmowa i cienkie obrosty metamorficzne, z jaskrawą luminescencją (tabl. VII). Badaniom izotopowym poddano tylko środkowe

części cyrkonów. Ocena wieku protolitu magmowego z Bargłowa została oparta na analizach izotopowych 6 cyrkonów (fig. 16d). Za najbardziej prawdopodobny wiek krystalizacji protolitu magmowego można uznać  $1835 \pm 28$  mln lat.

## DYSKUSJA WYNIKÓW BADAŃ

Prace badawcze były przeprowadzone wyłącznie na materiale wiertniczym. Oznaczało to konieczność posługiwania się daleko idącą generalizacją w omawianiu zagadnień budowy geologicznej. Lokalizacja głębokich otworów wiertniczych nie jest w pełni reprezentatywna dla podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Lepsza penetracja wiertnicza przywiązana jest najczęściej do stref silnych anomalii magnetycznych czy grawimetrycznych. Fragmenty centralnej części NE Polski, poza anomaliami Pisu, Ełku, Tajna i Łomży, są szczególnie słabo rozpoznane. Nie ma osobnych otworów kartujących podłoże krystaliczne. Dodatkowo systematyczność prac analitycznych została ograniczona poprzez zredukowanie znacznej części materiału wiertniczego w ciągu ponad trzydziestu lat po wykonaniu wiercenia. Przykładem może być tu otwór Jastrzębna IG 1 odwiercony w 1970 r. Profil prekambryjski, obejmujący łącznie 214 m, zredukowany został do 20 skrzynek, w większości reprezentujących stropowe partie profilu, w których przeważają grubokrystaliczne granitoidy i podrzędnie gnejsy sylimanitowo-kordierytowe. Brak interwałów, w których były notowane granulity i amfibolity. W konsekwencji badania obszaru centralnej części podłoża realizowane mogły być na niepełnych profilach.

Charakter protolitu badanych skał metamorficznych został wstępnie określony na podstawie wewnętrznej budowy cyrkonów. Gnejsy z domeny mazowieckiej reprezentują protolit zarówno osadowy (tabl. I, II, III), jak i magmowy (tabl. IV, V, VI, VII). Badania SEM-CL cyrkonów z gnejsów biotytowych z Moniek, gnejsów sylimanitowo-kordierytowych z Jastrzębnej oraz gnejsów biotytowo-granatowych z Wigier wyraźnie dokumentują detrytyczny typ ziarn, wskazując na osadowy charakter protolitu (tabl. II). Natomiast gnejsy biotytowe z Tajna, Bargłowa, a także niektórych interwałów z profilu Mońki IG 2 z typowo magmową, jednolitą populacją środków ziarn cyrkonów ujawniają magmowy charakter skał macierzystych (tabl. V, VII), w większości felzytowe, ale także i maficzne (M-1240maf.).

W obrazie wewnętrznej budowy cyrkonów (SEM-CL) brak jest widocznych dowodów na postulowany wcześniej (Kubicki, Ryka, 1982; Ryka, 1984; Ryka, 1998) polimetaformizm skał pochodzących z profili prekambryjskich domeny mazowieckiej (dawniej masyw mazowiecki). Nie znalazł zatem potwierdzenia proponowany w ubiegłych latach ogólny schemat wieloetapowego rozwoju formacji skalnych, związany z następującymi kolejno po sobie procesami granulityzacji, zgnejszowania i migmatyzacji oraz końcowej granulityzacji (Ryka, 1984).

## WARUNKI METAMORFIZMU

Zmiany składu chemicznego współwystępujących par minerałów, biotyту–muskowitu, granatu–biotytu zostały wykorzystane do odtworzenia prawdopodobnych temperatur metamorfizmu w para- i ortognejsach, w obszarze domeny mazowieckiej. Skały o protolicie osadowym były zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej, jednak w dość szerokim zakresie temperatury. W paragnejsach z Wigier w składzie biotyту i granatu zachował się zapis piku metamorfizmu i przemian retrogresywnych, od temperatury 623 do 470°C. Formuła termometru biotytowego (Henry i in., 2005) rejestruje podobny ciąg zmian temperatury od 660 do 488°C, przy dokładności  $\pm 24^\circ\text{C}$ .

W paragnejsach sylimanitowo-kordierytowych z Jastrzębnej, z uwagi na brak granatów, warunki metamorfizmu oceniano tylko na podstawie termometru biotytowego. Udokumentowano tu jeszcze wyższe temperatury, od 712 do 664  $\pm 24^\circ\text{C}$  (górny zakres facji amfibolitowej). Uzyskany wyższy zakres wydaje się realny z uwagi na obserwowaną częściową migmatyzację skał.

Na podstawie składu biotyту w paragnejsach z profilu Mońki z głębokości 819 m wyliczono niższą temperaturę, która świadczy o słabszym metamorfizmie z pogranicza z facją zieleńcową (od 520 do 490  $\pm 24^\circ\text{C}$ ). Na podobne warunki w zakresie facji zieleńcowej (od 526 do 423°C) wskazują relacje muskowitu i biotyту (Hoisch, 1989). Ponadto skład jasnych łuszczyków sugeruje nisko-, a najwyżej średniociśnieniowy reżim panujący w skale macierzystej. W głębszych partiach profilu (np. próbka M-1460) skład biotyту pokazuje już temperatury w zakresie facji amfibolitowej od 610 do 590  $\pm 24^\circ\text{C}$ . Silniejszy stopień metamorfizmu może mieć bezpośredni związek z aktywnością magmową i notowanymi w tej części profilu skałami o protolicie magmowym.

Nieco wyższy zakres temperatur uzyskano w Bargłowie i Tajnie, odpowiednio od 653 do 607°C oraz od 699 do 639°C. Są to warunki metamorfizmu analogiczne jak w paragnejsach z Jastrzębnej.

Wartości szacunkowe temperatur metamorfizmu mogą stanowić podstawę do wstępnych porównań z zapisem termobarometrycznym z jednostek znajdujących się w podłożu krystalicznym na terenie Litwy, jak domena wschodniolitewska (EL), domena zachodniolitewska (WL) oraz strefa szwu środkowolitewskiego MLSZ. Tę ostatnią jednostkę, w zależności od lokalizacji, cechuje wyjątkowo zróżnicowana ścieżka p–T. We wschodniej części MLSZ odtworzony został zapis temperatur 580–500°C i ciśnień ok. 6 kbar (Skridlaite,

Motuza, 2001), z późniejszym podgrzaniem do 750°C w wyniku najprawdopodobniej mezoproterozoicznego magmatyzmu AMCG. Dla odmiany, w zachodniej części MLSZ charakterystyczne są utwory zmetamorfizowane przy maksymalnych temperaturach 800–850°C i ciśnieniu 8 kbar, a w stadium retrogresywnym przy temperaturze ok. 600°C i przy ciśnieniu 6 kbar. W domenie WL najsilniejszy metamorfizm notowany był w części północno-zachodniej. Dla centralnej części WL typowe są temperatury około 600°C i ciśnienie 5 kbar, odtworzone ze skał metaosadowych i metawulkanicznych, zatem analogicznych pod każdym względem do udokumentowanych w domenie mazowieckiej (MD).

W przeanalizowanych skałach z MD nie natrafiono jednak na tak wyraźne różnice w warunkach metamorfizmu, a szczególnie ciśnienia, jakie obserwowane są obrębie MLSZ czy pomiędzy WL a EL. Na szerokim obszarze MD, niezależnie od cech protolitu skał macierzystych, można wskazać tylko wyraźny gradient temperatur: z pogranicza facji amfibolitowej i granulitowej pomiędzy utworami z Jastrzębnej, Tajna i Bargłowa a rejonem Moniek, gdzie typowe są niższe temperatury. Brak jest w MD śladów wpływu wysokiego ciśnienia, jako dość typowego reliktu strefy subdukcji.

#### TYPY PROTOLITU I OCENA PALEOŚRODOWISKA GEOTEKTONICZNEGO

Badania geochemiczne skał metamorficznych w obrębie domeny mazowieckiej miały za zadanie określenie genezy protolitu oraz ocenę prawdopodobnego paleośrodowiska geotektonicznego. Oprócz dowodów w postaci obrazów wewnętrznej budowy cyrkonów wykorzystywane były także parametry geochemiczne.

Relacje pierwiastków głównych ( $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ) w paragnejsach z Jastrzębnej, Moniek i Wigier wydają się analogiczne jak w wackach, łupkach ilastych i żelazistych łupkach ilastych oraz łupkach. W podobny sposób zostały sklasyfikowane skały metaosadowe w obu domenach litewskich WL i EL (Skridlaite, Motuza, 2001), przy czym jest to tylko orientacyjna ocena charakteru skał macierzystych, z uwagi na występujący metamorfizm, który może modyfikować zawartości mobilnych pierwiastków głównych (Rollinson, 1994). Materiał detrytyczny mógł być produktem erozji skał magmowych o różnym stopniu dyferencjacji, o czym świadczą zachowane proporcje K do Rb oraz związek z klasycznym trendem magmowym (Shaw, 1968). Wydaje się, że w Jastrzębnej i Wigierach detrytus pochodził ze skał o składzie zasadowym do pośredniego, a w Mońkach ze skał felzytowych, z pewnym udziałem składników maficznych (do 10%). Widoczny jest niejednakowy stopień dojrzałości materiału detrytycznego; w Jastrzębnej i Wigierach słaby, w Mońkach wyższy, jednak bez wyraźnego wpływu recyklingu wcześniejszych, osadowych komponentów.

Analizowane próbki paragnejsów z Moniek kształtem geochemicznych charakterystyk pierwiastków ziem rzadkich REE nawiązują do cech wzorcowych, poarchaicznych łupków australijskich PAAS (McLennan, 1989). Mniej dojrzałe

metasedymenty z Jastrzębnej wyróżnia zubożenie w ciężkie pierwiastki ziem rzadkich (HREE) w porównaniu z układem odniesienia, jakim jest PAAS. Dodatkowo, mała zawartość itru świadczy o znaczącym udziale detrytusów typu TTG. Wspomniane różnice, które dowodzą niejednorodności analizowanego materiału, mogą oznaczać różne poziomy jednego basenu sedymentacyjnego (Jastrzębna, Wigry – niższy, Monki – wyższy). Innym wyjaśnieniem widocznych różnic cech geochemicznych materiału detrytycznego jest istnienie co najmniej dwóch oddzielnych zbiorników o różnej relacji w stosunku do topografii aktywnego łuku wyspowego. Brak pełnych danych geochemicznych dotyczących metasedymentów z terenu Litwy nie pozwala na głębsze rozważania i wskazanie bezpośrednich analogii geochemicznych.

W ocenie prawdopodobnego środowiska geotektonicznego materiału detrytycznego na podstawie kryteriów geochemicznych (Bhatia, Crook, 1986; Roser, Korsch 1988) dominują cechy dojrzałego łuków wysp i magmowej krawędzi kontynentu. Wskazuje na to najczęstszy układ punktów projekcyjnych w polach P2 – pośrednim i P3 – felzytowym, a rzadziej w P1 – maficznym (fig. 7c), który świadczy o dopływie detrytusów ze skał wulkanicznych dojrzałych łuków wysp i niedojrzałych magmowych krawędzi kontynentalnych (P2) i wulkanicznych/plutonicznych dojrzałych łuków magmowych aktywnych krawędzi kontynentów (P3) i w mniejszym stopniu z wulkanitów oceanicznego łuku wysp (P1). Na podobne cechy środowisk źródłowych wskazują projekcje w polach ACM i CIA (fig. 7d–f) i dodatkowo potwierdzają diagramy pajęczki pierwiastków niedopasowanych o wartościach znormalizowanych do UCC (fig. 5), które doskonale ilustrują podobieństwo do charakterystyki typowej skały klastycznej związanej łukiem kontynentalnym i aktywną krawędzią kontynentu (CAAM). Ponadto podstawowy wskaźnik proveniencji materiału detrytycznego, jakim jest parametr Th/Sc, przyjmuje wartości niemal identyczne jak w skałach kontynentalnego łuku wyspowego (CIA).

W trzech rozważanych profilach nie ma wyraźnych prawidłowości wskazujących na różne środowiska źródłowe. Większość argumentów geochemicznych przemawia za tym, że basen sedymentacyjny (lub baseny), w którym gromadzony był materiał detrytyczny pierwotnych osadów z Moniek, Jastrzębnej i Wigier, sąsiedował w niewielkiej odległości z kontynentalnym łukiem wysp (CIA), uformowanym na dobrze rozwiniętej skorupie kontynentalnej lub cienkiej krawędzi kontynentu.

W litewskich skałach metaosadowych opisano wyraźniejsze zróżnicowanie (Skridlaite, Motuza, 2001). Silnie zmetamorfizowane (facja granulitowa) metasedymenty z domeny zachodniolitewskiej (WL) zgodnie ujawniły cechy oceanicznego łuku wysp (OIA). Dla odmiany detrytus z domeny wschodniolitewskiej (EL), podobnie jak z Moniek, Jastrzębnej i Wigier, wskazał na cechy kontynentalnego łuku wyspowego (CIA) i aktywnej krawędzi kontynentu (ACM) *sensu* Bhatia (1983).

Na obszarze domeny mazowieckiej obok śladów basenu sedymentacyjnego zostały udokumentowane liczne efekty aktywności magmowej. Przy mało charakterystycznym

składzie mineralnym gnejsów biotytowych z Moniek, Tajna i Bargłowa, cechy budowy wewnętrznej cyrkonów, także sygnatury geochemiczne, dość jednoznacznie potwierdzają, że skały mogły mieć protolit magmowy, w tym wulkanogeniczny.

Klasyfikacje wykorzystujące niedopasowane pierwiastki HFSE, stabilne w trakcie metamorfizmu, wskazują na cechy typowe dla bazaltów alkalicznych (Mońki), andezytów oraz riodacytów i dacytów (Tajno i Bargłów). Stosunki Th/Sc, i Zr/Sc, dziedziczone ze skał źródłowych (McLennan i in., 1993), potwierdzają związek protolitu ortognejsów z typowym składem utworów wulkanicznych od andezytu do riolitu (fig. 14). Ponadto projekcje tworzą ciągłą grupę, nawet włączając w to metawulkaniczne skały z litewskiej WL i MLSZ, co może świadczyć o kogenicznym charakterze porównywanych utworów i niewielkich różnicach wynikających ze stopnia dyferencjacji. Zawartości pierwiastków śladowych są analogiczne jak w bazaltach łuków wulkanicznych (VAB), związanych ze strefą subdukcji. Wyraźna sygnatura wapniowo-alkaliczna do alkalicznej jest dość typowa dla środkowego i późnego stadium ewolucji łuku wysp (fig. 15).

#### KORELACJE WIEKU MATERIAŁU DETRYTYCZNEGO

Porównania pomiędzy grupami wiekowymi detrytusu w osadach a wiekiem potencjalnego źródła materiału detrytycznego, a także korelacje pomiędzy różnymi osadami są fundamentalnym aspektem wykorzystania geochronologii detrytycznych cyrkonów.

Analizy izotopowe U–Pb, wykonane w większości w środkach ziarn cyrkonów ze skał metaosadowych, odnoszą się do wieku materiału detrytycznego gromadzonego w jednym lub kilku basenach osadowych w późnym paleoproterozoiku. Najmłodsze detrytyczne fragmenty cyrkonów obecne w paragnejsach z profilu Mońki i Jastrzębna definiują maksymalny wiek depozycji pierwotnych osadów na około 1,84 i 1,86 mld lat. Ta różnica może oznaczać kurczenie się zasięgu basenu od wschodu, dwa oddzielne baseny o dość zbliżonych cechach materiału detrytycznego lub też dwa różne poziomy osadów z jednego basenu. W obu profilach w większości gromadzony materiał detrytyczny (ok. 70%) pochodził z paleoproterozoicznych skał magmowych o wieku od 2,10 do 1,90 mld lat. Jest to najbardziej typowy wiek magmowych terranów domeny swekofeńskiej w Fennoskandii (tab. 10), ale także w bloku Laurentii, w tym z Grenlandii, oraz w terranach Ameryki Południowej (Claesson, Sultan, 2008).

Felzytowy charakter skał źródłowych, z pewnym udziałem składników maficznych (do 10%), i najliczniejsza populacja wiekowa detrytusu od 2,10 do 1,90 mld lat mogą wskazywać, że podstawowym źródłem materiału detrytycznego były masywy starsze niż te, które budują sąsiedni terran litewsko-białoruski (1,90–1,85 mld lat).

Na obszarze dzisiejszej środkowej Białorusi można wskazać terran Okołowa (OR), nieco izolowany od reszty strefy

centralnobiałoruskiej (CB), gdzie magmatyzm TTG (Taran, 2001) miał miejsce ok. 1,9 mld lat temu. W pobliskim bloku Rudna także dominuje wiek ok. 2,0–1,9 mld młodej skorupy, przy czym w interpretacji geotektonicznej tego obszaru podkreśla się jego charakter oceaniczny (Bogdanova i in., 2006). Skały o dość podobnym wieku (2,02–1,95 mld), o cechach „aktywnego brzegu kontynentu typu andyjskiego”, tworzą już sarmacki pas magmowy Osnińsk–Mikaszewiczi (OMB), zajmujący północno-zachodnie pogranicze bloku Sarmacji (Bogdanova i in., 2006; Claesson i in., 2006). Trzeba jednak pamiętać, że kolizja i definitywne połączenie megabloków Fennoskandii i Sarmacji mogło mieć miejsce nawet ok. 1,8–1,7 mld lat temu (Bogdanova i in., 2006). Rozstrzygnięcie, czy najbardziej prawdopodobnym obszarem źródłowym była w tym przypadku południowo-wschodnia część Fennoskandii i terrany CB i OR, czy dopiero sąsiedni blok Sarmacji i terran OMI, wymaga bardziej szczegółowych (niż przybliżone przedziały) danych geochronologicznych o wieku skał z wymienionych potencjalnych terenów źródłowych.

Pozostałe 30% detrytusu z paragnejsów z Moniek i Jastrzębnej pochodzi ze skał archaicznych. W tym przypadku najliczniejsza (archaiczna) grupa wiekowa detrytu 2,8–2,5 mld lat znajduje liczne odpowiedniki w skałach źródłowych z obszaru północnej Fennoskandii (Slabunov i in., 2006). Jednak skały starsze niż 3,1 mld lat są w Fennoskandii niezwykle rzadkie i mają tylko dwa wiarygodnie udokumentowane obszary występowania: w Karelii, w obrębie kratonu Vodoziero i w terranie Ranua w Finlandii w bloku trondhjemitowych gnejsów liczących 3,5–3,2 mld lat w Siurua (Puchtel i in., 1991; Mutanen, Huhma, 2003; Slabunov i in., 2006). Z uwagi na konfigurację kontynentów we wczesnym paleoproterozoiku rozważyć należy także Grenlandię z bloku Laurentii, z którą Fennoskandia („Protobaltica”) była najprawdopodobniej połączona w jeden superkontynent na przełomie archaiku i paleoproterozoiku (Höltta i in., 2008). Skały o wieku 3,86–3,60 mld są powszechne w Grenlandii, w regionie Nuuk (Friend, Nutman, 2005).

Obecność paleoarchaicznego detrytusu może sugerować jeszcze inny obszar źródłowy, np. Sarmację, ponieważ w tymże bloku wiek skał starszych niż 3,1 mld lat jest dość powszechny (Scherbak i in., 2005; Claesson i in., 2006 i cytowania tamże). Dla uwiarygodnienia tej możliwości konieczne jest jasne potwierdzenie wzajemnej konfiguracji Fennoskandii i Sarmacji przed 1,84 mld lat (Emling i in., 2001; Pesonen i in., 2003), która aktualnie jest nadal przedmiotem badań i dyskusji.

W celu określenia pozycji paragnejsów z obszaru domeny mazowieckiej istotne są także porównania z innymi paleoproterozoicznymi skałami metaosadowymi z południowo-zachodniej części Fennoskandii. Sprawdzając ogólną kolekcję analiz U–Pb proterozoicznych skał z bałtycko-białoruskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego, w publikacjach można natrafić na pojedyncze wyniki badań wieku materiału detrytycznego skał metaosadowych. Z powodu małej liczby analiz nigdy nie wykorzystane do szerszego wnioskowania. Są to: 3 analizy cyrkonów (metoda abrazji)



Tabela 10

**Porównanie wyników badań U–Pb SHRIMP detrytycznych ziarn cyrkonów z paragnejsów domeny mazowieckiej z danymi dotyczącymi skał metaosadowych z odkrytego obszaru orogenu swekofeńskiego**

Comparison of U–Pb SHRIMP detrital zircon results from paragneisses of the Mazowsze Domain with selected data related to the metasedimentary sequences from the exposed region of the Svecofennian orogen

Obszar	Główna populacja detrytusu	Najstarszy detrytus	Najmłodszy detrytus = maks. wiek depozycji	Wiek metamorfizmu	Wiek aktywności magmowej
SD (2,7)	2,1–1,9	2,7	1,85	1,92 1,86	1,90 1,87
BMD (1,6)	2,08–1,90	2,97		1,87 1,83–1,82	1,90–1,88
CS (3) Tampere	2,0–1,9	3,44 2,9–2,7	1,88	1,89–1,87	1,89–1,88
CS (4) Vammala	2,02–1,90	2,9–2,7	1,93	1,93 1,88	1,89–1,88
SS (3)	2,1–2,0	3,15 2,8–2,7	1,86		1,89
VB (5)	2,12–1,87	3,64 2,9–2,7	1,86	1,86	1,86
CS (8) Pyhantaka	1,99–1,87	2,9	1,865	1,83	1,85
CS (8) Tiirismaa	2,06–1,87	3,32 2,9–2,7	1,848	1,83	1,85
MD Jastrzębna	2,1–1,9	3,1 2,9–2,6	1,86	1,84–1,83	1,83
MD Mońki	2,1–1,9	3,52 2,7–2,6	1,84	1,83	1,83

SD – dystrykt Skellefte, BMD – obszar Berslagen; CS – centralny orogen swekofeński, SS – południowy orogen swekofeński, VB – basen Västervik, MD – domena mazowiecka

Dane zestawiono na podstawie: (1) Claesson i in., 1993; (2) Rutland i in., 2001; (3) Lahtinen i in., 2002; (4) Rutland i in., 2004; (5) Sultan i in., 2005; (6) Anderson i in., 2006; (7) Skiöld i in., 2006; (8) Bergman i in., 2008

SD – district Skellefte, BMD – Berslagen area, CS – central Svecofennian orogen, SS – southern Svecofennian orogen, VB – Västervik basin, MD – Mazowsze Domain

Data compiled from: (1) Claesson *et al.*, 1993; (2) Rutland *et al.*, 2001; (3) Lahtinen *et al.*, 2002; (4) Rutland *et al.*, 2004; (5) Sultan *et al.*, 2005; (6) Anderson *et al.*, 2006; (7) Skiöld *et al.*, 2006; (8) Bergman *et al.*, 2008

z metapelitu z bloku Ivje (Iv-106) na obszarze BBG: 1935 ±1,5; 1853,5 ±1,3; 1843,9 ±3,7 mln lat; 3 analizy środków ziarn z domeny witebskiej VD: B-22 – 1976 i 2000 mln, Bars-60 – 2673 mln lat (Claesson i in., 2001) oraz 6 analiz środków cyrkonów z metaszarowaki z południowej Litwy liczących 2239–2113 mln lat (Mansfeld, 2001). Dane te nie reprezentują pełnego spektrum wieku, jedynie dokumentują obecność materiału detrytycznego w paleoproterozoiku.

W tabeli 10 za układ odniesienia wybrano skały metaosadowe z Fennoskandii, z odsłoniętej centralnej części domeny swekofeńskiej, które były przedmiotem badań geochronologicznych (Claesson i in., 1993; Claesson, 1999). Do porównań wybrano wyniki analiz U–Pb detrytycznych cyrkonów z wystąpień w obrębie basenu botnickiego: rejon Tampere (TSB – Tampere Schist Belt) i Vammala (VMB – Vammala Migmatite Belt) w Finlandii (Claesson i in., 1993; Rutland i in., 2001, 2004; Lahtinen i in., 2002), a także z Skellefte – SD, Berslagen – BSD (Claesson i in., 1993) i z basenu Västervik –

VB (Sultan i in., 2005) z obszaru Szwecji (Bergman i in., 2008). Wszyscy autorzy potwierdzają podstawową proporcję 1:3 lub 1:4 pomiędzy detrytusem archaicznym a paleoproterozoicznym. Jako źródło najstarszego materiału archaicznego (>3,5 mld) orientacyjnie wskazują na Sarmację lub nieznaną kontynent na południe od tarczy bałtyckiej (Claesson i in., 1993; Sultan i in., 2005).

Zestawione rezultaty badań geochronologicznych z Mońki i Jastrzębnej wykazują wiele istotnych analogii z wynikami pochodzącymi z obszaru swekofeńskiego basenu botnickiego. Podstawowym podobieństwem jest dominacja (70–75%) paleoproterozoicznego materiału o wieku 2,1–1,9 mld i analogiczne luki wiekowe. Wspólna jest też obecność (25–30%) archaicznego detrytusu o wieku 3,64–2,69 mld. Także najmłodszy materiał detrytyczny dostarczany do basenu (-ów) w Västervik (S Szwecja) czy w Pyhantaka (S Finlandia), który wyznacza maksymalny wiek depozycji, jest zbliżonego wieku 1,85–1,84 mld.

Czynnikiem, który różni metasedymenty z różnych rejonów domeny swekofeńskiej, jest wiek metamorfizmu. W północnej Szwecji (rejon Skellefte) i części Finlandii (w obrębie basenu Roberstsfors) zaznacza się głównie wczesnoswekofeński (ok. 1,916 mld) epizod deformacji i metamorfizmu (Lahtinen, Huhma, 1997; Lahtinen, 2000; Rutland i in., 2004; Skiöld, Rutland, 2006). W centralnej części domeny swekofeńskiej (Västervik, Berslagen) metamorfizm wyrażony migmatyzacją i deformacjami  $D_1$  był związany z regionalnym epizodem około 1,86 mld (Korsman i in., 1984; Beunk, Page, 2001; Högdahl, Sjöström, 2006; Skiöld, Rutland, 2006). Południowa część domeny poddana była wpływowi metamorfizmu nieco później, prawdopodobnie ok. 1,82–1,80 mld lat, synchronicznie z późnoorogenicznymi granitami typu S i migmatyzacją (Claesson, Lundqvist, 1995). To wydarzenie nie ma jednak pełnego potwierdzenia w wynikach U–Pb.

Czas metamorfizmu w paragnejsach udało się określić na podstawie analizy obrostów metamorficznych w cyrkonach detrytycznych oraz na podstawie badań wieku monacytów. W cyrkonach z Jastrzębnej i Moniek obwódki rejestrują prawdopodobnie to samo wydarzenie termiczne: ok. 1841  $\pm$  13 mln (Jastrzębna) i ok. 1833  $\pm$  16 mln (Mońki). Badania licznych w Jastrzębnej monacytów (J-598) potwierdzają wiek około 1827  $\pm$  20 mln. Biorąc pod uwagę granice błędów w obu przypadkach, można mówić o tym samym epizodzie metamorficznym. Metamorfizm odnotowany w osadach z Moniek i Jastrzębnej, a także wzmożona aktywność magmowa, którą dokumentują np. pegmatyty w profilu Jastrzębna (1,84–1,83 mld; Krzemińska i in., 2006), można wiązać ogólnie z późną fazą orogenezy swekofeńskiej (1,85–1,80 mld; Korja i in., 2006).

Dane U–Pb z detrytycznych cyrkonów z NE Polski stanowią pierwszy dowód potwierdzający istnienie na tym terenie w paleoproterozoiku swekofeńskiego basenu, aktywnego co najmniej do 1,856 mld (Jastrzębna) i 1,844 mld lat (Mońki). Jak do tej pory, jest to najbardziej skrajnie południowy zasięg basenu sedimentacyjnego lub kilku basenów analogicznych do zbiornika botnickiego.

#### KORELACJE WIEKU PROTOLITU ORTOGNEJSÓW

Bezpośrednie porównania wykazały znaczące analogie geochemiczne protolitu i środowiska geotektonicznego ortognejsów z Moniek, Tajna i Bargłowa oraz litewskich metalwulkanitów z Lazdijai oraz Virbaliskis, a także niektórych skał z Bliudziai z WL. W konsekwencji na obszarze domeny mazowieckiej udokumentowane zostały skały typu metaandezytów (M-1488, M-1240maf.) oraz metaacytów i metariolitów (B-706, T-849), o cechach dojrzałego łuku wysp. Niezwykle istotny jest także zbliżony wiek modelowy metalwulkanitów z Lazdijai L-13:  $T(Nd)_D = 2,08$  mld (Claesson i in., 2001) oraz metaandezytu z Moniek 1488,3  $T(Nd)_D = 2,06$  mld lat (Claesson, Ryka, 1999).

Wyniki geochronologiczne U–Pb SHRIMP rejestrują późnopalaeoproterozoiczny czas krystalizacji protolitu orto-

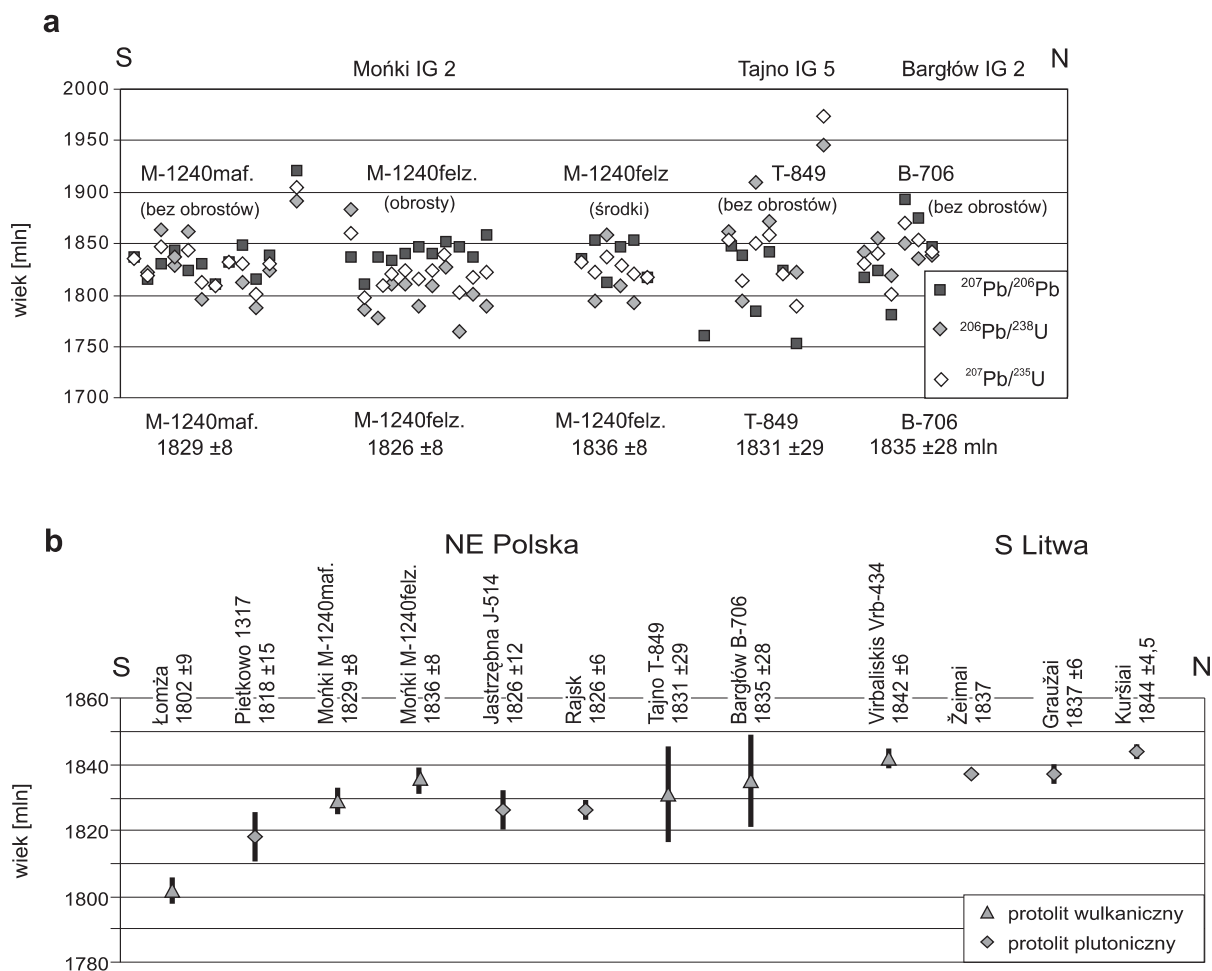
gnejsów, wskazując najbardziej prawdopodobny wiek w granicach od 1836  $\pm$  8 do 1829  $\pm$  8 mln. Zestawienie szczegółowych konkordantnych wyników U–Pb (fig. 17a), przy dużym zakresie błędów części stosunków izotopowych, nie wyklucza synchroniczności wydarzeń. W konsekwencji, przy posiadanym zapisie izotopowym niemożliwe jest precyzyjne uchwycenie chronologii krystalizacji felzytowego protolitu z Moniek M-1240felz., Tajna T-849 i Bargłowa B-706.

Wiek metamorfizmu w ortognejsach został słabo oznaczony, z uwagi na nikłe obrosty metamorficzne, co może wynikać z izochemicznego charakteru przemian metamorficznych bez udziału fluidów. Z grupy gnejsów biotytowych tylko w próbce M-1240felz. udało się rozpoznać wiek obrostów (1826  $\pm$  28 mln). Jest jeszcze kwestią otwartą, czy może to być zapis termalnego lokalnego epizodu, jak dopływ maficznego komponentu obecnego w M-1240maf., czy też wydarzenie o charakterze regionalnym. W litewskich skałach metalwulkanicznych WL i MLSZ nie udało się określić wieku metamorfizmu na cyrkonach. Dopiero analizy monacytów metodą CHIME z granulitów z zachodniej Litwy (Luksagai) rejestrują epizod silnego metamorfizmu ok. 1854–1835 mln (Bagiński, Skridlaite inf. ustna, 2009). Jest to zatem dowód potwierdzający zgodność wieku aktywności wulkanicznej z wiekiem metamorfizmu paragnejsów. Może to oznaczać, że epizody termiczne powodujące metamorfizm osadów z Jastrzębnej (1841  $\pm$  13 mln) czy z Moniek (1827  $\pm$  14 mln), a także pik metamorfizmu w WL pozostają w ścisłym związku z wylewami law andezytowo-riolitowych. Wiek krystalizacji protolitu magmowego w ortognejsach z MD, w granicach błędów, wskazuje na niemal analogiczny czas (od 1836  $\pm$  8 do 1829  $\pm$  8 mln).

Układając wyniki datowań z polskich ortognejsów obok skał litewskich wzdłuż linii S–N (fig. 17b), można zauważyć coraz młodszy wiek aktywności wulkanicznej w kierunku południowym, szczególnie na przykładzie dwóch skrajnych lokalizacji z wynikami obciążonymi najmniejszymi błędami: Virbaliskis Vrb-434 (1842  $\pm$  6 mln) (Motuza i in., 2006) i Mońki IG 2 M-1240maf. (1829  $\pm$  8 mln).

Nieco dalej na południe od Moniek, w rejonie Łomży, także na obszarze MD, badane były ślady jeszcze młodszej aktywności wulkanicznej, z wiekiem krystalizacji magmowego protolitu ok. 1802  $\pm$  9 mln (Krzemińska i in., 2005) i sygnaturą geochemii typową dla środowiska łuku wysp i związku ze strefą subdukcji (fig. 15c). Zestawienie geochronologiczne z obszaru MD (fig. 17b) dodatkowo uzupełniono danymi dotyczącymi wieku intruzji granitoidowych o cechach łuków wulkanicznych (VAG) z Rajska, Pietkowa i Jastrzębnej. Wiek krystalizacji wymienionych granitoidów, oznaczony w każdym przypadku metodą U–Pb na cyrkonach, wynosił: w Rajsku 1826  $\pm$  6 mln (Wiszniewska i in., 2007b), w Pietkowie 1818  $\pm$  15 mln (Krzemińska i in., 2007) oraz w Jastrzębnej 1826  $\pm$  12 mln (Krzemińska i in., 2006a).

Szereg podobnych małych ciał granitoidowych rozlokowanych jest także na Litwie: od granitów Kuršiai-65 w północnej części WL, o wieku krystalizacji 1844  $\pm$  4,5 mln, i Grauzai-105 – 1837  $\pm$  6 mln (Motuza i in., 2006) aż do wap-



**Fig. 17. a** – Porównanie pojedynczych oznaczeń przybliżonych stosunków izotopowych z ortognejsów z otworów Monki IG 2, Tajno IG 5, Bargłów IG 2 (błędy pominięto) zgodnie z lokalizacją otworów wiertniczych wzdłuż linii południe–północ, z uwzględnieniem trzech stosunków izotopowych  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  i  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ; **b** – zorientowane S–N zestawienie wieku U–Pb protolitu skał magmowych z obszaru domeny mazowieckiej (NE Polska) oraz szwu środkowoliteńskiego i części domeny zachodnioliteńskiej (S Litwa)

**a** – The comparison of single measurements of isotopic ratios  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  of ortogneisses from Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 boreholes (errors are omitted); **b** – S–N arranged compilation of the ages of crystallization yielded from the protolith of igneous rocks from the Mazowsze Domain (NE Poland), Middle Lithuanian Suture Zone and part of West Lithuanian Domain (S Lithuania)

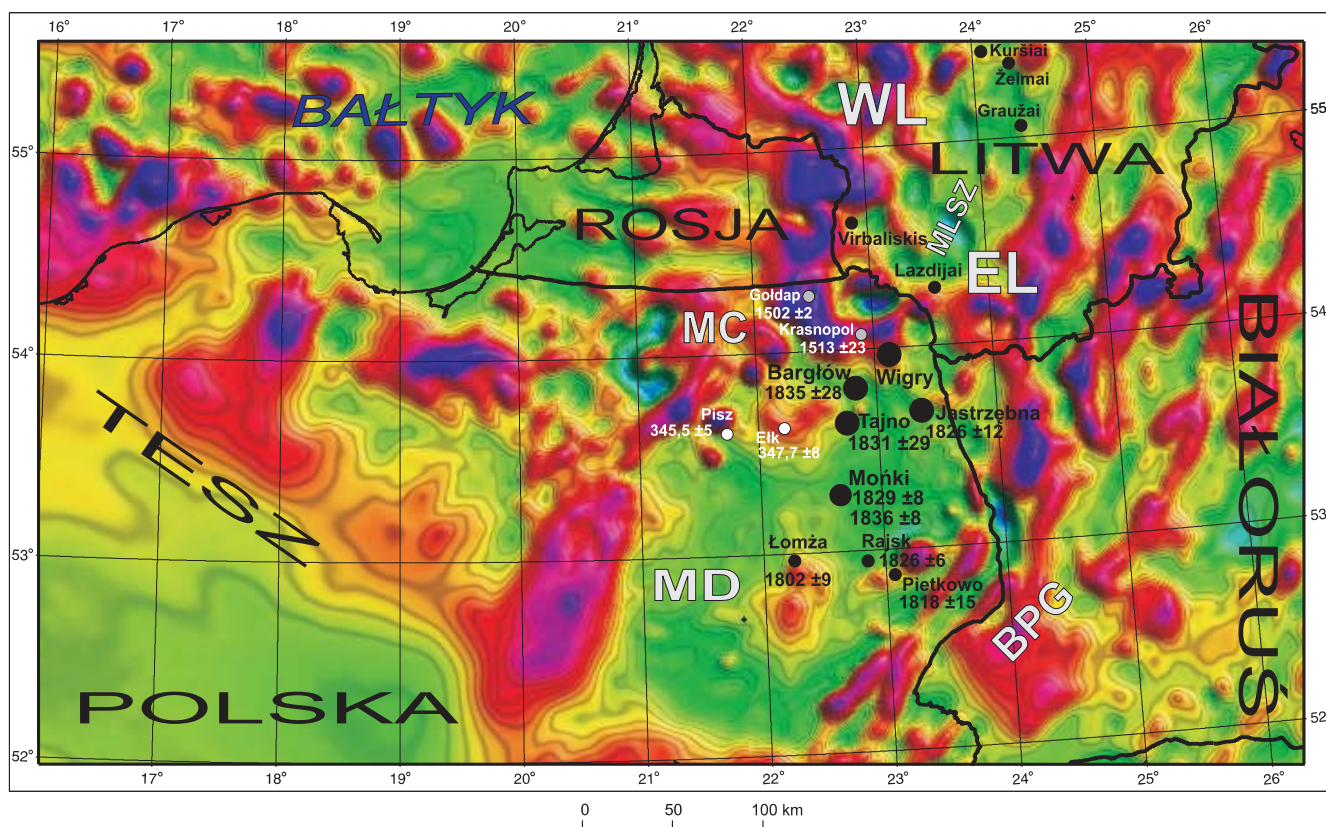
niowo-alkalicznych granodiorytów žeimiai-347, przy granicy z Polską w strefie MLSZ, gdzie wiek krystalizacji określono na ok. 1837 mln lat (Rimsa i in., 2001). Tu także obserwuje się tendencję coraz młodszego wieku w kierunku południowym, np. granitoidy z otworu Kuršiai-65 (1844 ± 4,5 mln) i granitoidy z otworu Pietkowo (1818 ± 15 mln).

Powyższe wyniki oznaczeń wiekowych zinterpretowano jako czas krystalizacji protolitu magmowego skał metamorficznych z podłoża krystalicznego NE Polski i wraz z innymi danymi o wieku skał naniesiono na mapę anomalii magnetycznych (fig. 18). Zestwienie obejmuje obszar MD i strefy sąsiednie, przy czym dla mezoproterozoicznego kompleksu mazurskiego MC, z uwagi na dość dobre rozpoznanie i liczne dane (Wiszniewska i in., 2007a), zamieszczono tylko wyniki reprezentatywne. Dane geochronologiczne wyraźnie pokazują dominację późnopaleoproterozoicznego wieku krystalizacji skał wulkanogenicznych i intruzji granitoidowych na obszarze domeny mazowieckiej MD.

#### IMPLIKACJE PALEOTEKTONICZNE

Zastosowanie układu izotopowego U–Pb w badaniach geochronologicznych podłoża krystalicznego przyczyniło się do szeregu modyfikacji w obrazie budowy geologicznej w części bałtycko-białoruskiej EEC (Bogdanova i in., 1994; Bibikova i in., 1995). Przykładem są tu wyniki datowań środkowych partii cyrkonów z metadacytu ze strefy centralnobiałoruskiej CB i maficznego granulitu z białoruskiej części BPG. Wiek krystalizacji tych skał, odpowiednio 1982 ± 26 i 1799,7 ± 6,7 mln, zrewolucjonizował podział litostratygiczny w tej części kratonu (Bogdanova i in., 1994; Ryka, 1998), dokumentując paleoproterozoiczny, a nie jak dotychczas zakładano archaiczny wiek skorupy. W konsekwencji kolejnych lat badań w tym rejonie EEC mogły już zostać wyodrębnione terrany L–B i P–L (Bogdanova i in., 2006), różniące się wiekiem głównych epizodów formowania skorupy (fig. 19).





**Fig. 18.** Mapa anomalii magnetycznych obszaru NE Polski (Wybraniec, 1999) z lokalizacją otworów wiertniczych (prezentowanych i cytowanych), z których zostały wykonane badania geochronologiczne metodami U–Pb na cyrkonach

Główne elementy strukturalne w podłożu prekambryjskim: MD – domena mazowiecka, MC – kompleks mazurski, BPG – białorusko-podlaski pas granulitowy, EL – domena wschodniolitewska, WL – domena zachodniolitewska, MLSZ – strefa szwu środkowolitewskiego

Magnetic map of the crystalline basement of NE Poland (after Wybraniec, 1999) with location of the analysed boreholes and those with the rocks previously dated by the U–Pb zircon method

The main structural units of the Precambrian basement: MD – Mazowsze Domain, MC – Mazury Complex, BPG – Belarus-Podlasie Granulite Belt, EL – East Lithuanian Domain, WL – West Lithuanian Domain, MLSZ – Middle Lithuanian Suture Zone

Nowe dane geochronologiczne z centralnej części podłoża prekambryjskiego NE Polski dość dobrze wpisują się w tendencje wieku skorupy w terenie polsko-litewskim (fig. 20), istotnie uzupełniając interpretację danych geofizycznych. W eksperymencie sejsmicznym z serii POLONAISE’97 dwa głębokie sondowania sejsmiczne, profile P4 (o przebiegu ~SW–NE) i P5 (NW–SE), dotarły do głównej części domeny mazowieckiej. Interpretacja profilu P4 ograniczona jest do wzmianki, że „w profilu P4, w obrazie sejsmicznym jest zauważalne wyraźne podnoszenie się ku SW powierzchni granicznej dolnej i górnej skorupy” (Cymerman, 2006).

Profile EUROBRIDGE’95 (EB’95) i POLONAISE’ 97 (P4) przebiegają w odmiennych kierunkach, ale przecinają się wzajemnie (fig. 19). Dostarczają informacji częściowo o tych samych elementach skorupy, obejmując niewielki obszar pogranicza WL i EL. Sondowanie sejsmiczne wzdłuż profilu EB’95 (Eurobridge Working Group, 2001; Skridla-

ite, Motuza, 2001) stwierdza różnice grubości skorupy od 42–44 km w WL do 50 km w EL. To pogrubienie w EB’95 zostało odczytane jako zapis procesu subdukcji dwóch płyt. Porównanie graficznych wyników profili EB’95 i P4 pozwala zauważyć analogiczne pogrubienie skorupy pomiędzy NE a względnie SW częścią profilu P4, jak w profilu EB’95 (dolna/górna skorupa – graniczna różnica wartości prędkości fal podłużnych  $V_p = 6,8-7,15$  km/s). Taka informacja o zmianie grubości litosfery, udokumentowana w części profilu P4, powinna być zinterpretowana analogicznie i uznana za istotny argument przemawiający za kontynuacją strefy subdukcji również w części domeny mazowieckiej.

Na obszarze MD widoczne są dość wyraźne analogie geotektoniczne z klasycznym obszarem orogenu swekofeńskiego w południowej Finlandii, gdzie skały metasadowe, z paleoproterozoicznym maksymalnym wiekiem depozycji, w różnym stopniu zmetamorfizowane, przewarstwiają się ze swekofeńskimi metawulkanitami i synchronicznymi



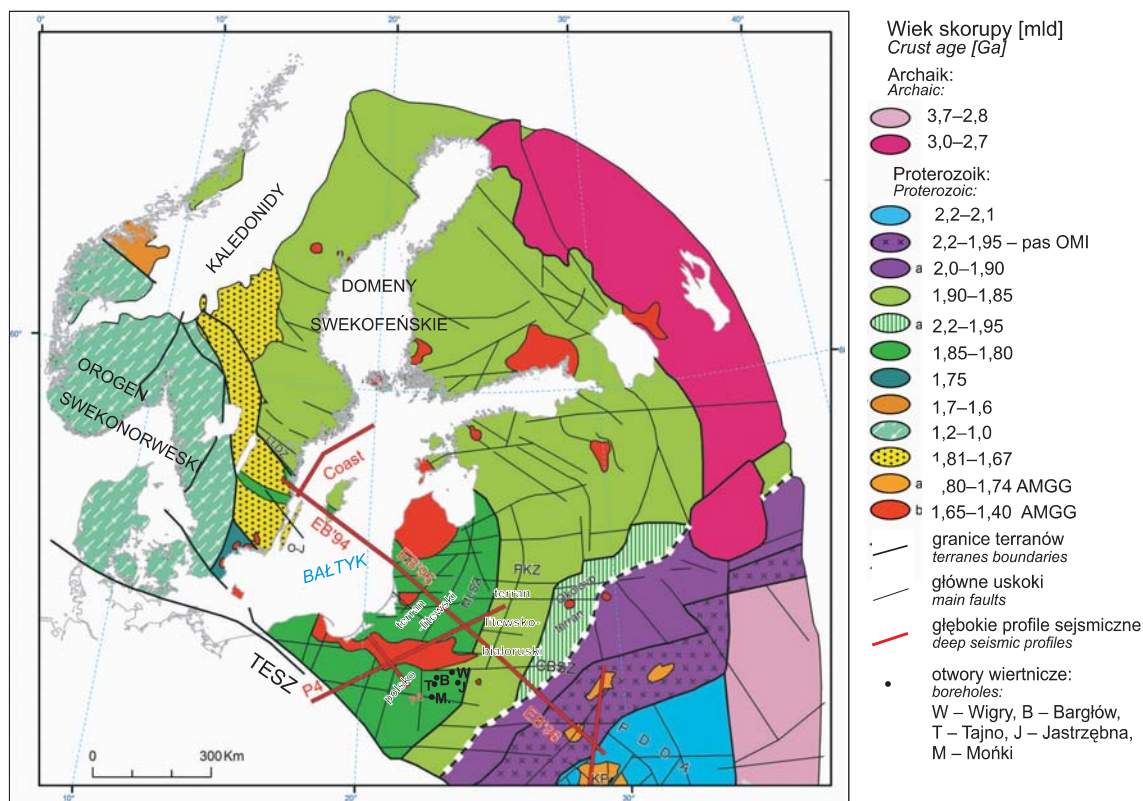


Fig. 19. Główne wydzielenia strukturalne i wiek skorupy w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Bogdanova i in., 2006)

O-J – łuk wysp Oskarshamn–Jönköping, TESZ – strefa szwu środkowoeuropejskiego, PKZ – strefa uskoku Polock–Kurzeme, CBSZ – strefa szwu środkowobiałoruskiego (granica Fennoskandia/Sarmacja), PDDA – aulakogen Prypec–Dniepr–Donieck, KP – pluton korosteński

Major tectonic subdivision and age of the crust in the western part of the East European Craton (Bogdanova *et al.*, 2006)

O-J – Oskarshamn–Jönköping island arc, TESZ – Trans-European Suture Zone, PKZ – Polock–Kurzeme fault zone, CBSZ – Central Belarus Suture Zone (Fennoscandia/Sarmatia border), PDDA – Pripyat–Dniepr–Donets Aulacogen, KP – Korosten Pluton

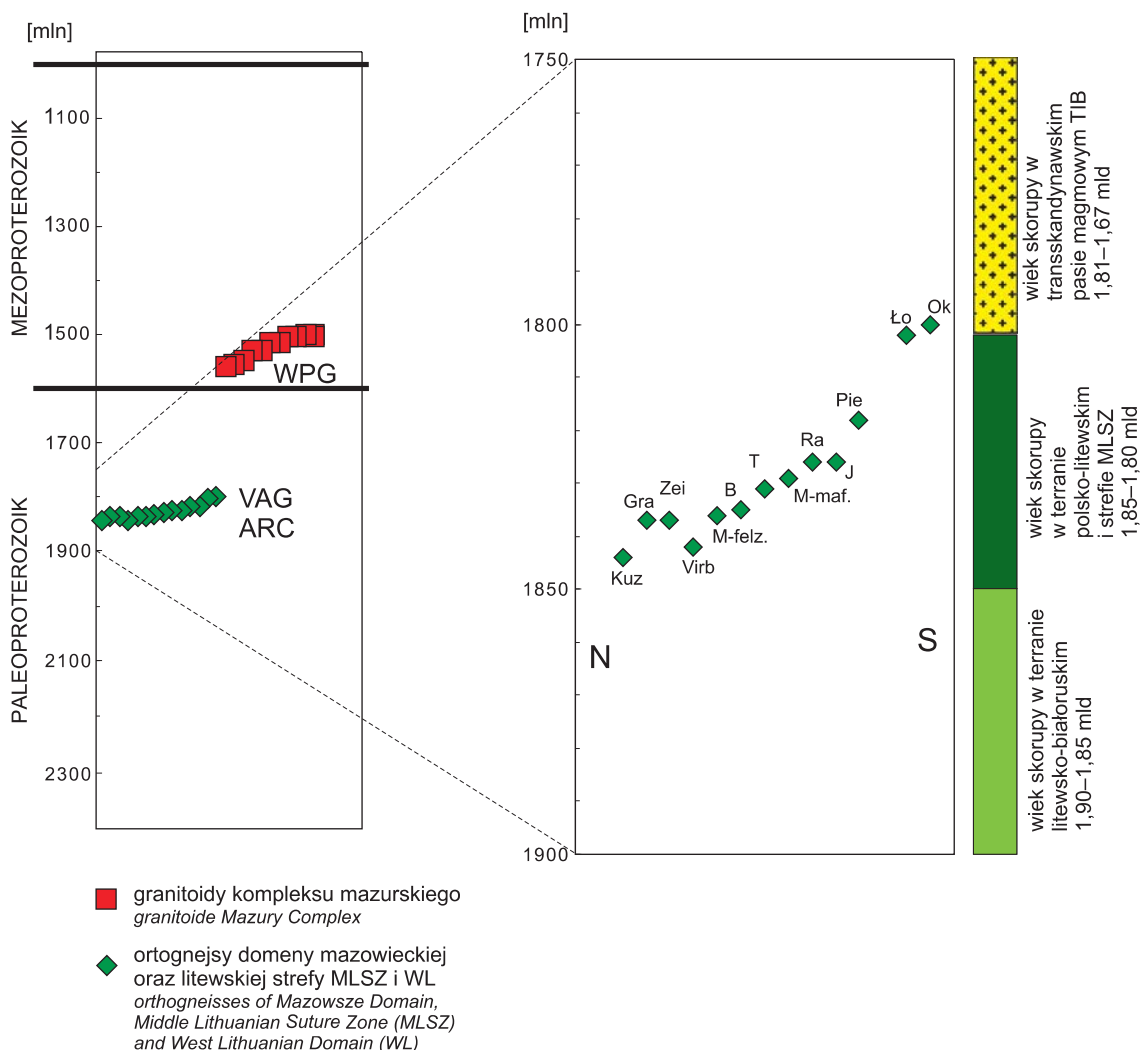
intruzjami granitoidowymi o geochemicznych sygnaturach łuku wysp (Williams i in., 2009).

Bilans badań petrogenetycznych domeny mazowieckiej wskazuje na wyraźne ślady obecności basenu sedymentacyjnego i skał metaosadowych, stowarzyszonych z metawulkanitami o charakterystykach łuku wysp i powiązanych z procesami subdukcji (tab. 11). W tym miejscu warto choćby wstępnej dyskusji mogą być cechy wspomnianego zbiornika osadowego i jego relacji do aktywnego łuku kontynentalnego oraz strefy subdukcji. Analizując klasyczną topografię krańcowej konwergentnej płyt, na przestrzeni między rowem oceanicznym a łukiem wysp odnajdujemy strefę szerokości do 300 km, która zawiera kompleks subdukcyjny wraz z pryzmą akrecyjną i w której zgromadzone wcześniej na płycie subdukowanej osady są zdzierane, przemieszczane i silnie zdeformowane. Pryzma akrecyjna przylega do wewnętrznej ściany rowu oraz do basenu przedłukowego, o wyraźnie spokojniejszym ułożeniu osadów, które nałożone są niezgodnie na pryzmę akrecyjną lub stok łuku wulkanicznego. Sam łuk wulkaniczny lub magmowy może być silnie rozbudowany w efekcie nakładania się kilku etapów rozwojowych, jednak z reguły jest to strefa szerokości 50–100 km, zawsze zwró-

cona wypukłością w stronę płyty subdukowanej (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Te elementy w kopalnym kompleksie subdukcyjnym sprzed ~1,83–1,82 mld lat nie mogą być tak oczywiste i proste do wskazania. Znaczą część pryzmy akrecyjnej musiała zostać zredukowana, jednak skala odległości w strefie łuku wulkanicznego wydaje się realna.

Inne logiczne połączenie wulkanizmu łuku wysp ze zbiornikiem osadowym, które też można rozważać, to basen marginalny. Definiuje go najlepiej ogólna relacja topograficzna do pozostałych elementów łuku. Jednak w przypadku tak ograniczonego rozpoznania jak w MD, tylko za pomocą izolowanych wierceń, taka diagnoza pozostanie niepewna.

Zasadniczą litologiczną wskazówką, która pomogłaby zinterpretować charakter zbiornika czy zbiorników osadowych z domeny mazowieckiej, może być fakt, że pryzma akrecyjna powinna zawierać przemieszany i zdeformowany materiał, a basen przedłukowy/marginalny powinien być wypełniony osadem słabo zdeformowanym. Ten ostatni warunek mogłyby spełniać osady z Moniek, zmetamorfizowane tylko termicznie. Powstaje problem, czy różnice zauważalne w składzie chemicznym między bardziej zdeformowanymi paragnejsami z Jastrzębnej i Wigier a słabiej zmetamorfizo-



**Fig. 20. Zestawienie sygnatur geochemicznych i wieku U–Pb głównych wydarzeń magmowych na tle wieku głównych pasm orogenicznych: terranu litewsko-białoruskiego (1,90–1,85 mld), terranu polsko-litewskiego (1,85–1,80 mld) i transskandynawskiego pasa magmowego TIB (<1,81 mld)**

Datowane próbki: Ok – Okuniew; Ło – Łomża, Pie – Pietkowo, Ra – Rajsk, J – Jastrzębna, M-maf. – Mońki maficzna, M-felz. – Mońki feldytowa, T – Tajno, B – Bargłów oraz litewskie Virb – Virbaliskis, Zei – žeimai, Gra – Graužai, Kuz – Kuršiai. Dodatkowe dane z prac Rimsa i in., 2001; Dörr i in., 2002; Krzemińska i in., 2005, 2007; Motuza i in., 2006; Wiszniewska i in., 2007b

Compilation of geochemical signatures and U–Pb age of the main igneous events in the Polish-Lithuanian terrane compared to the age of main orogenic belts: Lithuanian-Belarus terrane (1.90–1.85 Ga), Polish-Lithuanian terrane (1.85–1.80 Ga) and Trans-Scandinavian Igneous Belt TIB (<1.81 Ga)

Dated samples: Ok – Okuniew; Ło – Łomża, Pie – Pietkowo, Ra – Rajsk, J – Jastrzębna, M-maf. – Mońki mafic, M-felz. – Mońki felsic, T – Tajno, B – Bargłów and Lithuanian Virb – Virbaliskis, Zei – žeimai, Gra – Graužai, Kuz – Kuršiai. Additional data from Rimsa *et al.*, 2001.; Dörr *et al.*, 2002; Krzemińska *et al.*, 2005, 2007; Motuza *et al.*, 2006; Wiszniewska *et al.*, 2007b

wanymi osadami z Moniek można wiązać z odmiennymi środowiskami, odpowiednio przyzmy akrecyjnej i basenu przedlukowego/marginalnego. Brak wyraźnej lokalizacji pozostałych elementów z topografii konwergentnej granicy płyt na tym etapie rozpoznania utrudnia ostateczną diagnozę. Nie ułatwia tego nawet obraz geofizyczny. Anomalie grawimetryczne nad masywem łuku teoretycznie powinny być wybitnie dodatnie z uwagi na pogrubioną skorupę, a nad przyzmy akrecyjną – ujemne z powodu „lekkich” osadów, zaś w basenie marginalnym – wartości średnie. Na badanym obszarze obraz anomalii jest dość monotony (fig. 18). Gnejsy bioty-

towe z profili Mońki, Tajno i Bargłów związane są z obszarem mało zróżnicowanych anomalii magnetycznych. Dopiero gnejsy z otworów Jastrzębna i Wigry zlokalizowane są na granicy z wyżami magnetycznymi.

Na obszarze Litwy granicę między domenami WL i EL, czyli jednocześnie granicę pomiędzy dwoma paleoproterozoicznymi terranami (fig. 19), stanowi strefa szwu środkowoliteńskiego MLSZ o przebiegu zbliżonym do N–S. Na pograniczu polsko-litewskim jego ciągłość jest jednak przerywana przez szereg silnych dodatnich wyżów magnetycznych i grawimetrycznych o orientacji W–E (fig. 18), związanych

Tabela 11

**Zestawienie rezultatów badań geochemicznych i geochronologicznych, które dokumentują wiek i środowisko geotektoniczne badanych skał z domeny mazowieckiej**

Compilation of geochemical and geochronological results, which prove the age and tectonic setting of the studied rocks from the Mazowsze Domain

Profil	Głębokość [m]	Typ skał	Paleośrodowisko	Dane U–Pb [mln]
Mońki IG 2	819 1460	paragnejsy biotytowe	basen osadowy – materiał detrytyczny z CIA	maks. wiek depozycji 1841 ±8
	1240 1488	ortognejsy biotytowe	maficzy i felzytowy wulkanizm łuku wysp i strefy subdukcji	wiek krystalizacji 1829 ±8 1836 ±8
Jastrzębna IG 1	595 598	paragnejsy sylimanitowo-kordierytowe	basen osadowy – mało dojrzały materiał detrytyczny z CIA	maks. wiek depozycji 1856 ±8
	514	granitoidy	łuk wysp – cechy VAG	wiek krystalizacji 1826 ±12
Bargłów IG 2	706	ortognejsy biotytowe	felzytowy wulkanizm łuku wysp i strefy subdukcji	wiek krystalizacji 1835 ±28
Tajno IG 5	710	ortognejsy biotytowe	felzytowy wulkanizm łuku wysp i strefy subdukcji	wiek krystalizacji 1831 ±29

CIA – kontynentalny łuk wyspowy / continental island arc; VAG – granitoidy łuku wulkanicznego / volcanic arc granitoids

z suwalskim masywem anortozytowym. Ten mezoproterozoiczny, potężny element, z ciałami rudnymi oraz ferropotasowymi granitoidami typu A, budującymi kompleks mazurski, zaburza w podłożu krystalicznym układ struktur paleoproterozoicznych. Dodatkowo jeszcze, w kierunku południowym miąższość nadkładu skał osadowych wzrasta, stąd, mimo korekcji, obraz anomalii geofizycznych staje się trudniejszy do interpretacji.

Zagadnieniem przebiegu granicy bloków czy terranów w polskiej części podłoża prekambryjskiego zajmował się Cymerman (2004). Stwierdził on, że granica między blokami WL i EL powinna się kontynuować na obszarze NE Polski. Na podstawie badań strukturalnych nieorientowanych rdzeni wiertniczych z większości otworów NE Polski przedstawił własną koncepcję przebiegu granic, przypisując wspomnianym blokom rangę terranów i stosując dodatkowo inne nazwy: dla WL – terran bałtycki, dla EL – terran polsko-łotewski (Cymerman, 2004, 2006). Granicę między tymi elementami strukturalnymi wyrażać ma pierwotna sekwencja ofiolitowa, czyli ślad po skorupie oceanicznej (ofiolity występują w strefach kolizji płyt litosfery i stanowią ślad po zanikłych oceanach). Fragmentów ofiolitów, rozczłonkowanych tektonicznie, autor ten doszukiwał się w metabazytach, których pozostałości powinny znajdować się w profilach prekambryjskich NE Polski.

Potencjalne ciała metabazytowe, i tym samym przebieg granicy, zostały wskazane przez Cymermana od okolic Białowieży, przez Łomżę, Pisz, południkową anomalię ciechanowską aż do Wyszogrodu, a dalej przez Zambrów, Łuków do Terespoła. Ten skomplikowany, zbliżony do pętli przebieg szwu miał także wynikać z założonego kierunku transportu tektonicznego, zawsze prostopadłego do postulowanego przebiegu granicy.

Wspomniana koncepcja wraz z proponowanym przebiegiem szwu między terranami nie nawiązuje do położenia MLSZ (granica między WL a EL) na Litwie oraz nie odwołuje się do danych radiometrycznych, które informują o wieku skorupy, a także zaniedbuje dane geochemiczne określające charakter protolitu magmowego.

Wytypowane przez Cymermana ciała metabazytowe w większości nie mogą być uznane za paleoproterozoiczną sekwencję ofiolitową, ponieważ charakterystyki geochemiczne skał nie wykazują związku ze skorupą oceaniczną, czyli podstawowej cechy ofiolitów. Także rezultaty badań geochronologicznych nie zawsze dokumentują paleoproterozoiczny wiek skorupy.

Dla przykładu, anomalia piska, wywołana przez maficzno-alkaliczną (gabro i syenit), niezmetamorfizowaną intruzję, jest przejawem o wiele młodszej, paleozoicznej, platformowej aktywności magmowej. Wskazywały na to pierwsze wyniki analiz K–Ar skaleni o wieku 349–291 mln (Depciuch i in., 1976). Wczesnokarboński wiek (345,5 ±5 mln) potwierdzają także rezultaty analiz cyrkonów metodą U–Pb SHRIMP (Krzemińska i in., 2006b). Podobnie anomalia ciechanowska, zwana też anomalią mławską (Kubicki, Ryka, 1982), chociaż słabo rozpoznana wiertniczo (otw. Gradzano, Konopki Wielkie, Płońsk i Ciechanów), jednak dostępny materiał rdzeniowy we wszystkich czterech profilach świadczy o obecności głównie skał alkalicznych typu syenitu i mikrosyenitu. Wyniki pojedynczych badań K–Ar (Konopki Wielkie ok. 305 mln) informują o paleozoicznym, późnokarbońskim wieku syenitów (Depciuch, 1979; Ryka, 1979). Natomiast maficzne skały notowane w profilu Zambrów nie są typowymi metabazytami, tylko niezmetamorfizowaną potężną żyłą wapniowo-alkalicznych lamprofirów, o nieustalonym jeszcze wieku krystalizacji (Krzemińska, 2005). Jedynie

maficzne ciało magmowe z okolic Łomży ma potwierdzony późnopaleoproterozoiczny wiek protolitu (Krzemińska i in., 2005).

Wyniki prezentowanych w niniejszej pracy badań mogą być podstawą do alternatywnego wnioskowania o przebiegu granic terranów i wskazania kontynuacji elementów strukturalnych, zdefiniowanych na terenie Litwy na podstawie kryteriów wiekowych i analogii sygnatur geochemicznych. Szew środkowolitewski MLSZ podkreślony jest występowaniem felzytowych metawulkanitów o składzie andezyt–dacyt (Motuza, 2005) w zachodniej części MLSZ (wschodnia część WL), a także amfibolitów o cechach łukowych wulkanitów we wschodniej części MLSZ (zachodnia część EL). Felzytowy i maficzny protolit ortognejsów z profilu Mońki, Tajno i Bargłów znajduje idealnie geochemiczne podobieństwo w metaandezycie z Virbaliskis oraz w zespole felzytowych metawulkanitów z Lazdijai (wzdłuż MLSZ) czy Bliudziai (WL), związanych ze strefą MLSZ. Jest dość prawdopodobne, że wystąpienia ortognejsów z profilu Bargłów, Tajno, Mońki aż do ortoamfibolitów z Łomży o wieku  $1802 \pm 5$  mln (Krzemińska i in., 2005) wyznaczają strefę o przebiegu N–S, którą można uznać za południową kontynuację części MLSZ. Pas felzytowych intruzji z MLSZ, o charakterystyce łuku wyspowego (Skridlaite i in., 2007), reprezentuje najprawdopodobniej brzeg wzrastającej młodej skorupy (~1,84 mld) na terranie polsko-litewskim. Zgodnie z ostatnią interpretacją Motuzy i in. (2006), synchroniczność krystalizacji skał plutonicznych z WL i czasu krystalizacji skał wulkanicznych oraz intruzji granitoidów wapniowo-alkalicznych wzdłuż strefy MLSZ jest kolejnym, po obrazie geofizycznym (Eurobridge Working Group, 2001), dowodem na subdukcję płyty EL pod płytę WL w kierunku WNW wzdłuż MLSZ (Motu-

za, 2005). Powstał zatem dość logiczny obraz strefy przejściowej o orientacji w przybliżeniu N–S na granicy pomiędzy WL a EL i jednocześnie na granicy między terranami polsko-litewskim a litewsko-białoruskim (fig. 19), która jest zapisem procesu subdukcji.

Zestawienie wyników badań geochronologicznych (Krzemińska i in., 2006, 2007; Wiszniewska i in., 2007) wskazuje na późnoswekofeńskie (1,84–1,82 mld) procesy formowania skorupy na obszarze domeny mazowieckiej (fig. 20). Epizody ~1,84–1,82 mld są wydarzeniami magmowymi charakterystycznymi dla terranu polsko-litewskiego. Następnym etapem wzmożonej aktywności, najlepiej widocznym dopiero w północnej części kompleksu mazurskiego, jest rozległy, mezoproterozoiczny (~1,5 mld) plutonizm, zachodzący już w środowisku wewnątrzpłytkowym, który doprowadził do umiejscowienia masywów anortozytowych (Kętrzyn, Suwałki, Sejny) i ferropotasowych granitoidów typu A na połączonych płytach WL i EL (Mazury, Lazdijai, Veisiejai, Mosty).

Domena mazowiecka usytuowana jest bardziej na południe w stosunku do głównej części orogenu swekofeńskiego. Wzmożony wulkanizm felzytowy (Mońki, Tajno, Bargłów) i intruzje granitoidów wapniowo-alkalicznych (Pietkowo, Rajsk, Jastrzębna), o wieku 1,84–1,82 mld, doskonale wpisują się w etap subdukcyjno-kolizyjny orogenezy swekofeńskiej (*sensu* Korja i in., 2006). Wydarzenia z domeny mazowieckiej były niemal synchroniczne z etapem akrecji nowej skorupy w południowo-wschodniej Szwecji w pobliżu pasa Oskarshamn–Jönköping (fig. 19), gdzie ok. 1,84–1,82 mld lat temu zaznaczył swą aktywność także łuk wyspowy z magmatyzmem strefy subdukcji (Mansfeld i in., 2005; Bogdanova i in., 2006).

## WNIOSKI

1. Badania geochronologiczne na obszarze domeny mazowieckiej potwierdzają spójny, późnoswekofeński (ok. 1,84–1,82 mld) wiek skorupy w centralnej części podłoża NE Polski. Wszystkie uzyskane bezpośrednio informacje geochronologiczne i geochemiczne stawiają w nowym świetle wcześniejszą interpretację obrazu umiarkowanych anomalii magnetycznych i grawimetrycznych w tej części podłoża, kwestionując w pierwszym rzędzie wcześniejszą koncepcję „starego” archaicznego, wielokrotnie regenerowanego, potężnego masywu granitoidowego.

2. Obszar domeny mazowieckiej MD, chociaż rozpoznany tylko pojedynczymi, izolowanymi otworami wiertniczymi i mimo braku szczegółowych studiów porównawczych pomiędzy profilami, wpisuje się w ogólny kontekst geologiczny domeny swekofeńskiej.

3. W MD rozpoznane zostały relikty swekofeńskiego basenu sedimentacyjnego, związanego z aktywnym w późnym paleoproterozoiku środowiskiem geotektonicznym łuku wyspowego. Pełna analiza wieku materiału detrytycznego i proveniencji paragnejsów z Moniek i Jastrzębnej jest pierw-

szym tego typu studium w skałach metaosadowych z zakrytego osadami fanerozoiku obszaru Fennoskandii.

4. Badane skały zachowały zapis wydarzeń związanych z fazą, podczas której w basenie sedimentacyjnym (marginalnym, załukowym czy przyzbie akrecyjnej) deponowany był materiał detrytyczny o dominującym wieku 2,1–1,9 mld, pochodzący z nieodległego, erodowanego kontynentalnego łuku CIA, sąsiadującego z basenem od wschodu (?) lub południowego wschodu. Terygeniczne osady basenu swekofeńskiego zostały zmetamorfizowane w zmieniających się warunkach od facji zieleńcowej do amfobolitowej, pod wpływem magmatyzmu (~1,836–1,829 mld).

5. Najważniejszym epizodem tworzenia się litosfery w rejonie MD jest późnoproterozoiczny (1,836–1,829 mld), wapniowo-alkaliczny magmatyzm i synchroniczny wulkanizm andezytowo-riolitowy łuku wyspowego, o wyraźnym związku ze strefą subdukcji. Podobny wiek krystalizacji protolitu magmowego (metawulkanity z Moniek, Tajna i Bargłowa, granitoidowe ciała intruzyjne z Pietkowa, Rajska i Jastrzębnej) dokumentuje czas największej aktywności pomiędzy



1,84 a 1,83 mld lat, co odpowiada jednej z ostatnich faz orogenezy swekofeńskiej. Wiek krystalizacji protolitu magmowego ortognejsów z Bargłowa, Tajna i Moniek logicznie dopełnia tendencję odnotowaną w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, gdzie także dominuje późnoproterozoiczny wiek skorupy juwenilnej.

6. Jest bardzo prawdopodobne, że ortognejsy o geochemicznych charakterystykach łuku wyspowego z profili Bargłów, Tajno i Mońki, a także ortoamfibolity z Łomży oraz pogrubiona w następstwie subdukcji skorupa w części domeny mazowieckiej (profil P4) znajdują się na późnoproterozoicznej granicy, między dwoma różniącymi się wie-

kiem terranami, litewsko-białoruskim (1,90–1,85 mld) i polsko-litewskim (1,85–1,80 mld).

**Podziękowania.** Publikacja stanowi wybór wyników badań podłoża krystalicznego zawartych w pracy doktorskiej autorki. Doc. Janinie Wiszniewskiej, prof. prof. Andrzejowi Żelaźniewiczowi i Andrzejowi Kozłowskiemu, a także doc. Andrzejowi Barczukowi dziękuję za krytyczne uwagi, które wpłynęły na ostateczny kształt publikacji. Specjalne słowa podziękowania za współpracę, dyskusje i inspiracje kieruję do dr. dr. Iana Williama z Canberry i Grazyny Skridlaite oraz prof. Gedyminasa Motuzy z Wilna.

## LITERATURA

- ANDERSON U.B., HÖGDAHL K., SJÖSTRÖM H., BREGMAN S., 2006 — Multistage growth and reworking of the Paleoproterozoic crust in the Berslagen area S Sweden: evidence from U–Pb geochronology. *Geol. Mag.*, **143**: 679–697.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.-C., van der AUWERA J., MARTIN H., WISZNIEWSKA J., 2001 — Petrology and geochemistry rapakivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland. *Geol. Quart.*, **45**, 1: 33–52.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.-C., MARTIN H., WISZNIEWSKA J., 2007 — Izotopic and geochemical constraints on the evolution of the Mazury granitoids, NE Poland. *W: Granitoids in Poland* (red. A. Kozłowski, J. Wiszniewska). *AM Monograph.*, **1**: 11–30.
- BERGMAN S., HÖGDAHL K., NITRONEN M., OGENHALL E., SJÖSTRÖM H., LUNDQVIST L., LAHTINEN R., 2008 — Timing and Palaeoproterozoic intra-orogenic sedimentation in the central Fennoscandian Shield: evidence from detrital zircons in metasandstone. *Precambrian Res.*, **161**: 231–249.
- BEUNK F.F., PAGE L.M., 2001 — Structural evolution of the accretional continental margin of the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in southern Sweden. *Tectonophysics*, **339**: 67–92.
- BHATIA M.R., 1983 — Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, **91**: 611–627.
- BHATIA M.R., 1985 — Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geol.*, **45**: 97–113.
- BHATIA M.R., CROOK K.A., 1986 — Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting, discrimination of sedimentary basins. *Contribution to Mineral. Petrol.*, **90**: 181–193.
- BIBIKOVA E.V., BOGDANOVA S.V., GORBATSCHEV R., CLAESSEON S., KIRNOZOVA T.I., 1995 — Isotopic age, nature and structure of Precambrian crust of Belarus. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **3/6**: 591–601.
- BOGDANOVA S.V., 2005 — The East European Craton: some aspects of the Proterozoic evolution in its south-west. *Sp. Papers Polish Mineral. Soc.*, **26**: 18–24.
- BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V., GORBATSCHEV R., 1994 — Paleoproterozoic U–Pb zircon ages from Belorussia: new tectonic implication for the East European Craton. *Precambrian Res.*, **68**: 231–240.
- BOGDANOVA S.V., GORBATSCHEV R., STEPHENSON R., 2001 — EUROBRIDGE: Paleoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia. *Tectonophysics*, **339**: 39–66.
- BOGDANOVA S., GORBATSCHEV R., GRAD M., JANIK T., GUTERCH A., KOZŁOWSKAYA E., MOTUZA G., SKRIDLAITE G., STAROSTENKO I., TARAN L., AND EUROBRIDGE AND POLONAISE WORKING GROUP 2006 — EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of East European Craton. *W: European Lithosphere Dynamics* (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). *Geol. Soc. London Mem.*, **32**: 599–625.
- BRASSINNES S., 2006 — Relation cumulat-liquide dans les massifs alcalins et carbonatitiques. Le cas des massifs de Vuariyarvi (Peninsule de Kola, Russia) et de Tajno (N.E. Pologne). These d' Universite Libre de Bruxelles.
- CABANIS B., LECOLLE M., 1989 — Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Ser. II*, **309**: 2023–2029.
- CLAESSEON S., 1999 — Origin of Paleoproterozoic detritus in the North Atlantic Region. EUG-10. Strasbourg, France Journal of Conference Abstract **A07**: 2B.
- CLAESSEON S., BIBIKOVA E., BOGDANOVA S., SKOBELEV V., 2006 — Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. *W: European Lithosphere Dynamics* (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). *Geol. Soc. London Mem.*, **32**: 645–654.
- CLAESSEON S., BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V., GORBATSCHEV R., 2001 — Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics*, **339**: 1–18.
- CLAESSEON S., HUHMA H., KINNY P.D., WILLIAMS I.S., 1993 — Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, **64**: 109–130.
- CLAESSEON S., LUNDQVIST T., 1995 — Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden, isotopic and geochemical constraints. *Lithos*, **36**: 115–140.
- CLAESSEON S., RYKA W., 1999 — Nd model ages of the Precambrian crystalline basement of the NE Poland. Between EUROBRIDGE and TESZ: 17–18. Abstract. 7th Eurobridge Workshop: Suwalki–Szelmę.
- CLAESSEON S., SULTAN L., 2008 — Constraints on Svecofennian evolution from detrital zircon ages – the Palaeoproterozoic Västervik quartzites. Abstract. 33rd International Geological Congress, Oslo, Session GDP-02.

- CONDIE K.C., 1993 — Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**: 1–37.
- CORFU F., HANCHAR J.M., HOSKIN W.O., KINNY P., 2003 — Atlas of zircon textures. *W: Zircon* (red. J.M. Hanchar, W.O. Hoskin). *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**: 469–495.
- CYMERMAN Z., 2004 — Prekambryjska platforma wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **180**.
- CYMERMAN Z., 2006 — Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych eksperymentu Polonaise'97 dla polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **188**: 167–202.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika. PWN, Warszawa.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1997 — Rock forming minerals. Longman and John Wiley & Sons Inc.
- DEPCIUCH T., 1979 — Wyniki datowań skał krystalicznych metodą potasowo-argonową. *W: Objasnienia do Mapy geologicznej podłoża krystalicznego platformy prekambryjskiej w skali 1:200 000, ark. Ostrołęka, Mława, Warszawa wschód, Warszawa zachód, Brodnica, Toruń, Płock* (red. W. Ryka). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H., 1975 — Wiek izotopowy K–Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, 4: 759–779.
- DODSON M.H., COMPSTON W., WILLIAMS I.S., WILSON J.F., 1988 — A research for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *J. Geol. Soc.*, **145**: 977–983.
- DÖRR W., VALVERDE-VAQUERO P., MARHEINE D., SCHATSTOK 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.
- DZIEDZIC A., 1976 — Wyniki badań geochemicznych. *W: Jastrzębna IG 1* (red. W. Ryka). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **36**: 68–75.
- EMLING S.-A., PESONEN N.P., KRAVCHENKO S., 2001 — Paleomagnetism of Proterozoic rocks from Ukrainian shields: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian Shields. *Tectonophysics*, **339**: 19–38.
- EUROBRIDGE' 95 WORKING GROUP, 2001 — Deep seismic profiling within the East European Craton. *Tectonophysics*, **339**: 153–175.
- FEDO C.M., SIRCOMBA K.N., RAINBIRD R.H., 2003 — Detrital zircon analysis of sedimentary record. *W: Zircon* (red. J.M. Hanchar, W.O. Hoskin). *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**: 277–303.
- FERRY J.M., SPEAR F.S., 1978 — Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contribution to Mineral. Petrol.*, **66**: 113–117.
- FINCH J.R., HANCHAR J.M., 2003 — Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. *W: Zircon* (red. J.M. Hanchar, W.O. Hoskin). *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**: 1–25.
- FLEET M.E., 2003 — Rock forming minerals. v. 3A, Sheet silicates: micas. Longman and John Wiley & Sons Inc.
- FLOYD P.A., LEVERIDGE B.E., 1987 — Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London*, **144**: 531–542.
- FLOYD P.A., SHAIL R., LEVERIDGE B.E., FRANKE W., 1991 — Geochemistry and provenance study of Rhenohercynian synorogenic sandstones; implications for tectonic environment discrimination. *W: Developments in sedimentary provenance studies* (red. A.C. Morton, S.P. Todd, D.W. Houghton). *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **57**: 173–185.
- FRIEND C.R.L., NUTMAN A.P., 2005 — New pieces to the Archean terrane jigsaw puzzle in the Nuuk region, southern West Greenland: steps in transforming a simple insight into a complex regional tectonothermal model. *J. Geol. Soc. London*, **164**: 565–579.
- GAAL G., GORBATSCHEV R., 1987 — An outline of Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, **35**: 15–52.
- GORBATSCHEV R., BOGDANOVA S.V., 1993 — Frontiers in the Baltic Shields. *Precambrian Res.*, **64**: 3–21.
- HENRY D.J., GUIDOTTI C.V., THOMSON J.A., 2005 — The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Am. Mineral.*, **90**: 316–328.
- HERRON M.M., 1988 — Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**: 820–829.
- HOISCH T.D., 1989 — A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **65**: 711–719.
- HOSKIN P.W.O., SCHALTEGGER U., 2003 — The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *W: Zircon* (red. J.M. Hanchar, W.O. Hoskin). *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**: 27–62.
- HÖGDAHL K., SJÖSTRÖM H., 2006 — The Hassela Shear zone – a link between migmatites and the contemporaneous Ljusdal Batholith. *Geol. Survey of Finland Bull., Spec. Issue*, **1**: 57.
- HÖLTTA P., BALAGANSKY V., GARDE A., MERTANEN S., PELTONEN P., SLABUNOV A., SORJONEN-WARD P., WHITEHOUSE M., 2008 — Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes*, **31**: 13–19.
- INGLE S., WEIS D., FREY F.A., 2002 — Indian Continental Crust recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau (ODP Leg 183, Site 1137). *J. Petrol.*, **43**: 1241–1257.
- JACKOWICZ E., 2000 — Wyniki badań skał podłoża krystalicznego. *W: Wigry IG 1* (red. E. Jackowicz). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **95**: 21–42.
- JACKOWICZ E., 2002 — Wyniki badań skał podłoża krystalicznego. *W: Bargłów IG 1, IG 2* (red. E. Jackowicz). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **101**: 22–48.
- van der KAMP P.C., LEAKE B.E., 1995 — Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspathic and ophiolitic provenance in the Northern Apennines, Italy. *Chem. Geol.*, **122**: 1–20.
- KORJA A., LAHTINEN R., NIRONEN M., 2006 — The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *W: European Lithosphere Dynamics* (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). *Geol. Soc. London Mem.*, **32**: 561–578.
- KORSMAK K., HÖLTTÄ P., HAUTALA T., WASENIUS P., 1984 — Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland. *Geol. Survey of Finland Bull.*, **328**: 1–40.
- KRETZ R., 1983 — Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, **68**: 277–279.
- KRZEMIŃSKA E., 2005 — Lamprofiry w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski – uwagi o geochemii. *Prz. Geol.*, **53**, 3: 259–260.
- KRZEMIŃSKA E., 2008 — Geochemiczny zapis zmian proterozoicznego środowiska geotektonicznego na podstawie wybranych profili skał krystalicznych północno-wschodniej Polski. Praca doktorska. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- KRZEMIŃSKA E., WILLIAMS I.S., WISZNIEWSKA J., 2005 — A Late Paleoproterozoic (1.80 Ga) subduction-related mafic igneous suite from Lomza, NE Poland. *Terra Nova*, **17**: 442–449.
- KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., 2007 — Swekofeńskie kożenie „masywu” mazowieckiego. *Prz. Geol.*, **55**, 4: 294–295.
- KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., WILLIAMS I.S., 2006a — Rewizja wieku „najstarszych” skał w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, **54**, 11: 967–973.
- KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., WILLIAMS I.S., 2006b — Wczesnokarboński wiek intruzji platformowych w podłożu krystalicznym NE Polski. *Prz. Geol.*, **54**, 12: 1093–1098.
- KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., WILLIAMS I.S., DÖRR W., 2007 — Late Paleoproterozoic arc-related granites from the Mazowsze domain, NE Poland. *W: Granitoids in Poland* (red. A. Kozłowski, J. Wiszniewska). *AM Monogr.*, **1**: 41–56.
- KRZEMIŃSKI L., KRZEMIŃSKA E., ANCKIEWICZ R., PĚSKAY Z., 2009 — Procesy zubożenia i wzbogacenia w płaszczu litosferycznym polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 306–307.
- KUBICKI S., 2000 — Wstęp. Wnioski. *W: Wigry IG 1* (red. E. Jackowicz). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **95**: 5, 53.
- KUBICKI S., 2002 — Wstęp. Wnioski. *W: Bargłów IG 1, IG 2*, (red. E. Jackowicz). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **101**: 5–7, 60.
- KUBICKI S., RYKA W., 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol., Warszawa.
- LAHTINEN R., 2000 — Archean–Proterozoic transition: geochemistry, provenance and tectonic setting of metasedimentary rocks in central Fennoscandian Shield, Finland. *Precambrian Res.*, **104**: 147–174.
- LAHTINEN R., HUHMA H., 1997 — Isotopic and geochemical constrains on the evolution at the 1.93–1.97 Ga Svecofennian crust and mantle in Finland. *Precambrian Res.*, **82**: 13–34.
- LAHTINEN R., HUHMA H., KOUSSA J., 2002 — Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: detrital zircon U–Pb, Sm–Nd and geochemical data. *Precambrian Res.*, **116**: 81–109.
- LINDSEY D.A., 1999 — An evaluation of alternative chemical classification of sandstones. U.S. Department of Interior U.S. Geological Survey, Open-File Report 99–346 [electronic edition].
- MANSFELD J., 2001 — Age and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  constraints on the Palaeoproterozoic tectonic evolution in the Baltic Sea region. *Tectonophysics*, **339**: 135–151.
- MANSFELD J., BEUNK F., BARLING J., 2005 — 1.83–1.82 Ga formation of juvenile volcanic arc-implications from U–Pb and Sm–Nd analyses of the Oskarshamn–Jönköping Belt, south-eastern Sweden. *GFF*, **127**: 149–157.
- MARTIN H., SMITHIES R.H., RAPP R., MOYEN J-F., CHAMPION D., 2005 — An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationship and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**: 1–24.
- MASSONE H.-J., SCHREYER W., 1987 — Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contribution to Mineral. Petrol.*, **96**: 212–224.
- McLENNAN S.M., 1989 — Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Min. Soc. Am. Rev.*, **21**: 169–200.
- McLENNAN S.M., HEMMING S., McDANIEL D.K., HANNSON G.N., 1993 — Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geol. Soc. Am. Sp. Papers*, **284**: 21–40.
- MESCHEDÉ M., 1986 — A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**: 207–218.
- MOTUZA G., 2005 — Structure and formation of the crystalline crust in Lithuania. *Sp. Papers Polish Mineral. Soc.*, **26**: 69–79.
- MOTUZA G., MOTUZA V., SALNIKOVA E., KOTOV A., 2006 — Orogenic magmatism in Western Lithuania. *Geoph. Res. Abstracts*, **8**, 06050.
- MUTANEN T., HUHMA H., 2003 — The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **75**: 51–68.
- NESBIT H.W., YOUNG G.M., 1982 — Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of latites. *Nature*, **299**: 715–717.
- PESONEN L.J., ELMING S.-A., MERTANEN S., PISAREVSKY S., D’AGRELLA-FILHO M.S., MEERT J.G., SCHMIDT P.W., 2003 — Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, **375**: 289–324.
- PUCHTEL I.S., HOFMANN A.W., MEZGER A., JOCHUM K.P., SHCHIPANSKY A.A., SAMSONOV A.V., 1991 — Oceanic plateau model for continental crustal growth in Archean: a case study from the Kostomikhsa greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **155**: 57–74.
- RIMSA A., BOGDANOVA S.V., SKRIDLAITE G., BIBIKOVA E., 2001 — The Randamonys TTG-intrusion in southern Lithuania: evidence of a 1.84 Ga island arc. *Journal of Conference Abstract*, **6**: 368–359.
- ROLLINSON H., 1994 — Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group U.K.
- ROSER B.P., COOMBS D.C., KORSCH R.J., CAMPBELL J.D., 2002 — Whole rock geochemical variations and evolution of arc-derived Murihiku Terrane, New Zealand. *Geol. Mag.*, **139**: 665–685.
- ROSER B.P., KORSCH R.J., 1986 — Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *J. Geol.*, **94**: 635–650.
- ROSER B.P., KORSCH R.J., 1988 — Provenance signatures of sandstone–mudstone suite determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**: 119–139.
- RUTLAND R.W.R., SKIÖLD T., PAGE R.W., 2001 — Age of deformation episodes in the Paleoproterozoic domain of northern Sweden and evidence of pre-1.9 Ga crustal layer. *Precambrian Res.*, **112**: 239–259.
- RUTLAND R.W.R., WILLIAMS I.S., KORSMAN K., 2004 — Pre-1.91 Ga deformation and metamorphism in the Palaeoproterozoic Vammala Migmatite Belt, southern Finland, and implications for Svecofennian tectonics. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **76**: 93–140.
- RYKA W., 1973 — Stratygrafia. *W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 1. Podłoże krystaliczne* (red. A. Łaszkiwicz). *Pr. Inst. Geol.*, **68**: 138–148.
- RYKA W., 1976 — Wyniki badań petrograficznych skał podłoża krystalicznego. *W: Jastrzębna IG 1* (red. W. Ryka). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **36**: 21–46.
- RYKAW., 1979 — Skały magmatyzmu platformowego. *W: Objasnienia do Mapy geologicznej podłoża krystalicznego platformy prekambryjskiej w skali 1:200 000, ark. Ostrołęka, Mława, Warszawa wschód, Warszawa zachód, Brodnica, Toruń, Płock* (red. W. Ryka). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RYKA W., 1984 — Precambrian evolution of the East European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 17–28.



- RYKA W., 1992 — Geology of the Tajno massif carbonatites. *W: Geology of the Tajno massif (northeastern Poland) (red. W. Ryka). Pr. Państw. Inst. Geol., 139: 43–77.*
- RYKA W., 1994 — Geology of the Elk syenite massif, NE Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol., 144: 85–120.*
- RYKA W., 1996 — Kwarcyty otworu wiertniczego Mońki IG 1. *W: Mońki IG 1, IG 2 (red. W. Ryka). Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol., 84: 35–39.*
- RYKA W., 1998 — Geologic position of the Suwałki anorthosite massif. *Pr. Państw. Inst. Geol., 161: 19–26.*
- SCHERBAK N.P., ARTEMENKO G.V., LESNYA I.M., PONOMARENKO A.N., 2005 — Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. The Archean. Naukova Dumka, Kiev [po rosyjsku, ang. streszcz.].
- SHAW D.M., 1968 — The review of K–Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 573–602.*
- SKIÖLD T., RUTLAND R.W.R., 2006 — Successive ~1.94 plutonism and ~1.92 deformation and metamorphism south of the Skellefte district, northern Sweden: substantiation of the marginal basin accretion hypothesis of the Svecofennian evolution. *Precambrian Res., 148: 181–204.*
- 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, 4: 305–306.*
- SKRIDLAITE G., MOTUZA G., 2001 — Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics. *Tectonophysics, 339: 113–133.*
- 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. *Precambrian Res. Sp. Issue, 124: 305–326.*
- SLABUNOV A.I., LOBACH-ZHUCHENKO S.B., BIBIKOVA E.V., SORJONEN-WARD P., BALAGANSKY V.V., VOLODICHEV O.I., SHCHIPANSKY A.A., SVETOV S.A., CHERKULAEV V.P., ARESTOVA N.A., STEPANOV V.S., 2006 — The Archean nucleus of Fennoscandian (Baltic) Shield. *W: European Lithosphere Dynamics (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). Geol. Soc. London Mem., 32: 627–644.*
- SULTAN L., CLAEISSON S., PLINK-BJÖRKLUND P., 2005 — Proterozoic and Archean ages of detrital zircon from the Palaeoproterozoic Västervik Basin, SE Sweden: implications for provenance and timing of deposition. *GFF, 127: 17–24.*
- SUN S.S., McDONOUGH W.F., 1989 — Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *W: Magmatism in the ocean basins (red. A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. London Sp. Publ., 42: 313–345.*
- TARAN L.N., 2001 — Distribution of the Okolovo unit in the crystalline basement of Belarus. *Litosfera, 14: 72–81.*
- TARAN L.N., 2005 — Gabbro-diorite-granodiorite-granite assemblage in Precambrian of NW Belarus. *Sp. Papers Pol. Mineral. Soc., 26: 85–89.*
- TAYLOR S.R., 1969 — Trace element chemistry of andesites and associates calc-alkaline rocks. *W: Proceedings of the andesite conference: 43–63. Department of Geology and Mineral Industries, Oregon.*
- TAYLOR S.R., McLENNAN S.M., 1985 — The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, UK.
- THIEBLEMONT D., TEGYEY M., 1994 — Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas. *C.R. Acad. Sc. Ser. II, 319: 87–94.*
- VALVERDE-VAQUERO P., DÖRR W., BELKA Z., FRANKE W., WISZNIEWSKA J., SCHASTOK J., 2000 — U–Pb single-grain dating of detrital zircon in the Cambrian of central Poland: implication for Gondwana versus Baltica studies. *Earth Planet. Sc. Lett., 184: 225–240.*
- WEDEPOHL K.H., 1995 — The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 1217–1232.*
- WILLIAMS I.S., 2001 — Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian J. Earth Sc., 48: 557–580.*
- WILLIAMS I.S., CLAEISSON S., 1987 — Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U–Th–Pb. *Contrib. Mineral. Petrol., 97: 205–217.*
- WILLIAMS I.S., KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., 2009 — An extension of the Svecofennian orogenic province into NE Poland: evidence from geochemistry and detrital zircon from Paleoproterozoic paragneisses. *Precambrian Res., 172: 234–254.*
- WILSON M., 1989 — Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., 1977 — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol., 20: 325–343.*
- WISZNIEWSKA J., 2002 — Wiek i geneza rud Fe–Ti–V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (NE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol., 401.*
- WISZNIEWSKA J., KRZEMIŃSKA E., DÖRR W., 2007a — Evidence of arc-related Svecofennian magmatic activity in the southwestern margin of the East European Craton, in Poland. *Gondwana Res. Sp. Issue, 12: 268–278.*
- WISZNIEWSKA J., KUSIAK M.A., KRZEMIŃSKA E., DÖRR W., SUZUKI K., 2007b — Mesoproterozoic AMCG granitoids in the Mazury Complex, NE Poland – a geochronological update. *W: Granitoids in Poland (red. A. Kozłowski, J. Wiszniewska). AM Monograph, 1: 31–39.*
- WÓLKOWICZ K., 1996 — Wyniki badań geochemicznych. *W: Mońki IG 1, IG 2 (red. W. Ryka). Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol., 84: 37–56.*
- WYBRANIEC S., 1999 — Transformation and visualization of potential field data. *Pol. Geol. Inst., Sp. Papers, 1.*
- WYBRANIEC S., CORDELL L., 1994 — Geophysical mapping of the Elk syenite massif. *W: Geology of the Elk syenite massif, NE Poland (red. W. Ryka). Pr. Państw. Inst. Geol., 144: 11–19.*
- ZNOSKO J., 1984 — The effect of the crystalline basement on the formation of the sedimentary cover of Pre-Vendian platform in Poland. *Biul. Inst. Geol., 347: 29–37.*
- ZNOSKO J. (red.), 1998 — Tectonic atlas of Poland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.



## GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC RECONSTRUCTION OF THE TECTONIC SETTING OF THE MAZOWSZE DOMAIN IN THE PRECAMBRIAN BASEMENT OF NORTH-EASTERN POLAND

**Abstract.** New geochemical and geochronological data for metamorphic rocks recovered from 5 isolated deep boreholes drilled within the so-called Mazowsze Domain MD (previously Mazowsze granitoid massif) presented in this paper support a new interpretation of the Paleoproterozoic evolution of the region. The protolith of these rocks reveals a sedimentary or igneous origin. The paragneisses (Mońki, Jastrzębna, Wigry) are mostly low to moderately metamorphosed greywackes, shales and Fe-shales. Source material was derived from an active continental margin or a continental island-arc setting. Detrital zircon age distributions (1.86–3.10 Ga and 1.84–3.52 Ga) closely match to those reported for detrital zircon

from Svecofennian metasediments in Sweden and Finland. The MD also consists of rocks of an igneous protolith, represented by mafic (Mońki) to felsic (Tajno, Bargłów) orthogneisses. These orthogneisses are compositionally similar to the Lithuanian metavolcanics related to the Middle Lithuanian Suture Zone (e.g. from the Lazdijai, Bliudziai and Virbaliskis boreholes), which have documented volcanic arc affinity. The results of U–Pb age zircon measurements prove that arc-related igneous activity within the Mazowsze Domain took place between 1.82 and 1.83 Ga, which is consistent with the age (1.80–1.85 Ga) of crust formation processes within the Polish-Lithuanian terrane.

**Key words:** U–Pb zircon SHRIMP geochronology, trace elements geochemistry, deep boreholes, Svecofennian orogen, Polish Precambrian basement.

### SUMMARY

Precambrian crystalline basement of the central part of NE Poland was reached only by a few deep boreholes. The paper presents part of the study that focused on reconstruction of a tectonic setting, age and, in consequence, the crustal evolution of the large area of the so-called Mazowsze Domain (MD). It was based on petrogenetic data from very few drill core samples of the Precambrian crystalline bedrock. This structure was identified on the basis of mainly monotonic magnetic and gravimetric mapping (Fig. 1). Previously, a few measurements performed by the K–Ar method on a pegmatitic rock from the upper part of one borehole (Jastrzębna) yielded 2.65 Ga. This age determination was used as an evidence for the existence of Archean rocks (Depciuch *et al.*, 1976; Ryka, 1984). Therefore, the whole area of monotonic magnetic and gravimetric anomalies was referred to as the Archean Mazowsze granitoid massif. Later, after new measurements of  $\epsilon_{\text{Nd}}$  model ages, the Mazowsze Massif was considered to be a Paleoproterozoic structure (Ryka, 1998).

The new CL study of zircons *in situ* shows that the protolith of metamorphic rocks drilled in the area could be of sedi-

mentary and igneous origin (Plate II, V). The recognition of rocks of metasedimentary and metaigneous components within the large area of central NE Poland was the basis for proposing that the Mazowsze massif be renamed the Mazowsze Domain MD (Krzemińska, Wiszniewska, 2007). However, the specific origin of the rocks and their metamorphic evolution and relationship to structural units distinguished in adjacent regions of Lithuania and Belarus have yet to be documented.

In this part of the East European Craton (EEC), several SW–NE trending Svecofennian crustal domains such as the Belarus–Podlasie Granulite Belt (BPG), East Lithuanian Belt (EL), West Lithuanian Granulite Belt (WL) and Middle Lithuanian Suture Zone (MLSZ) continue to the southwest into the territory of Poland near the TESZ (Fig. 1b).

New geochemical and geochronological results come from metamorphic rocks recovered from isolated deep boreholes in the Mazowsze Domain. Samples were obtained from five drillings: Mońki IG 2, Jastrzębna IG 1, Wigry IG 1, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2, and the sampling was

restricted to biotite, garnet-biotite, sillimanite-cordierite paragneisses and biotite orthogneisses. A total of 30 core samples were collected for laboratory works. All of them were analysed for whole rock composition. Trace elements were determined by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS). Thin sections from all samples were examined on a LEO electron microprobe for mineral chemistry. Selected zircons *in situ* were imaged by cathodoluminescence (CL) using a VIS-View 900. For age determination, zircon was separated from six samples and monazite from one sample. Selected zircons were analysed for U–Th–Pb isotopes on the SHRIMP II ion microprobe at the Research School of Earth Sciences, ANU, using procedures based on those described by Williams and Claesson (1987). The study was also based on the archival drilling geochemical data and recently published geochemical and isotopic results (Krzenińska *et al.*, 2007).

The paragneisses (Mońki, Jastrzębna, Wigry) are mostly low to moderately metamorphosed greywackes, shales and Fe-shales (Fig. 3b). The protolith metasediments were relatively immature. This is reflected in lower SiO<sub>2</sub> contents and higher Fe and Ti amounts than observed in typical metasedimentary rocks from the exposed Svecofennian. On the trace element diagram normalised to the content of the upper continental crust (Taylor, McLennan, 1985), the Mońki, Jastrzębna and Wigry paragneisses reveal depletion in both Nb and Ta, which is a feature of greywacke sediments derived from continental sources (Fig. 6). The tectonic discrimination diagrams e.g. La–Th–Sc, Th–Sc–Zr/10 suggest that most of the paragneisses were derived from an active continental margin or a continental island-arc setting (Fig. 7). The K<sub>2</sub>O and Rb contents prove derivation from a source of felsic to intermediate composition. The Cr and MgO contents reflect the presence of packages of an ultramafic component (Fig. 8a, b). Detrital zircons from the Jastrzębna and Mońki paragneisses have ages in the ranges of 1.86–3.10 Ga and 1.84–3.52 Ga, respectively.

The age comparison constrained on a basis of detrital zircon data (Fig. 10 and Table 10) exhibits the distribution of inherited zircon ages in the paragneisses of MD, which are approximately consistent with the quoted Svecofennian metasedimentary rocks. Average and probability diagrams point to the Paleoproterozoic ages between 1.90 and 2.10 Ga and Archaic age in the range of 2.60–2.90 Ga. In addition, there is no evidence of 2.1–2.6 Ga old detritus. These age distributions closely match to those reported for detrital zircon from Svecofennian metasediments in Sweden and Finland. However, rocks from the Västervik (Sweden) basin seem to be best matching (including maximum age deposition).

The metasediments are intercalated by late Proterozoic igneous rocks, represented by mafic (Mońki) to felsic (Tajno, Bargłów) orthogneisses. Petrographic characteristics of the orthogneisses are illustrated on Plates IV and VI. Biotite, plagioclase, epidote and titanite are the main mineral components. Mineral chemistry of the orthogneisses is summarized in Tables 4–6. The newly-calibrated biotite thermometer of Henry

and others (2005), based on Mg/(Mg+Fe) ratio vs Ti content, gives metamorphic temperatures of 599 to 699 ±24°C, reflecting amphibolite facies metamorphic conditions.

The Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 orthogneisses are compositionally similar to the Lithuanian metavolcanics related to the MLSZ (e.g. from Lazdijai, Bliudziai and Virbaliskis boreholes). These perspective volcanic rocks were plotted on the Winchester and Floyd (1977) classification diagram which is based on immobile elements and is therefore most suitable for classifying metamorphosed rocks. On this diagram, Mońki samples plot in the field of basalt and andesite/basalt. The Tajno and Bargłów samples plot in the field of rhyodacite/dacite. Other geochemical data confirm that the orthogneisses were mafic to felsic metavolcanics with TiO<sub>2</sub> content ranging from ~0.6 to 1.8 wt%, and wide range contents of trace elements: Ni from 7 to 338 ppm, Nb from 3.4 to 20 ppm, Zr from 61 ppm (Mońki – mafic sample) to 345 ppm (Tajno felsic), and the contents of various rare earth elements related to chondrite from 40× to 300× (Fig. 12). Normalised to PM incompatible element patterns (Fig. 13) from the Mońki IG 2, Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 orthogneisses exhibit similarities to the pattern of the Virbaliskis metavolcanics (MLSZ), e.g. analogous enrichment and depletion in HFSE (Nb, Zr, and Ti). Their geochemical features, particularly depletion in Nb, P and Ti relative to primitive mantle, and the fact that the data plot in the volcanic arc field on La–Y–Nb and Zr–Nb–Y discrimination diagrams, are suggestive of a mature volcanic arc paleoenvironment (Fig. 15). The trace element variation diagram (e.g. Nb/Zr vs Zr) confirms also the metavolcanics of MD and MLSZ may have formed within a subduction zone.

The age of metavolcanic rocks related to the MLSZ was constrained by single datings of andesite-dacite protolith at 1.842 Ga from the Virbaliskis borehole.

Zircons from the Mońki mafic orthogneiss (sample from a depth of 1240 m) consist of simple banded zoning grains with one inherited core and no visible metamorphic overgrowths (Plate V). Their weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age of 1829 ±8 Ma was interpreted as the emplacement age of the mafic igneous protolith. Zircon grains from the felsic part of Mońki core sample from a depth of 1240 m display different morphology. Most zircons exhibit strong concentric zoning with mostly thin metamorphic overgrowths. The analysed cores have weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age of 1836 ±8 Ma but the measurements of overgrowths yielded the age of 1826 ±28 Ma (Fig. 16). The analyses of 6 zircon cores from the Tajno T-849 sample yielded an age of 1831 ±29 Ma, which is interpreted as the crystallization age of the felsic protolith. Zircons from Bargłów are nearly euhedral, and show typical concentric magmatic zoning with thin metamorphic rims. The date obtained from six spots is concordant at 1835 ±28 Ma.

The results of U–Pb age zircon measurements document that arc-related igneous activity took place between 1.82 and 1.84 Ga.

The continental crust in the Svecofennian domain was formed in several arc systems, probably starting before

2.0 Ga. These arcs started to accrete prior to 1.9 Ga and continued to accrete to the Palaeoproterozoic continental nuclei, while the subduction zone retreated to the south. In general, ages of volcanic and intrusive rocks vary between 2.1 and 1.8 Ga, becoming younger westwards (Bogdanova *et al.*, 2001).

The exploration of limited core samples in this part of NE Poland lead to identification of the volcanic-arc palaeoenvironment and sedimentary basin, closely related to the Middle

Lithuanian Suture Zone e.g. the subduction type border zone between two terranes during Late Paleoproterozoic times. The crust of the Mazowsze Domain belongs to the Polish-Lithuanian Terrane (1.80–1.85 Ga), the youngest Paleoproterozoic terrane within the Svecofennian domain, and it reveals geochemical and isotopic similarity with the Middle Lithuanian Suture Zone, which could be prolonged to the territory of Poland.

# TABLICE

Plates



## Tablica I

Mikrofotografie paragnejsu biotytowego z otworu Mońki IG 2, głęb. 819 m

**a–c, e–f** – nikole równoległe; **d** – nikole skrzyżowane

Skład mineralny: Qtz+Kfs+Pl+Fen+Bt+Ep+Zr+Chl+Ser+Cal (symbole minerałów wg Kretza, 1983)

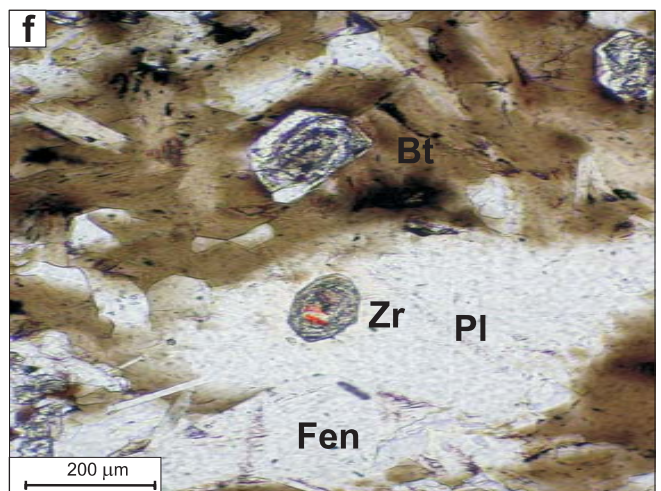
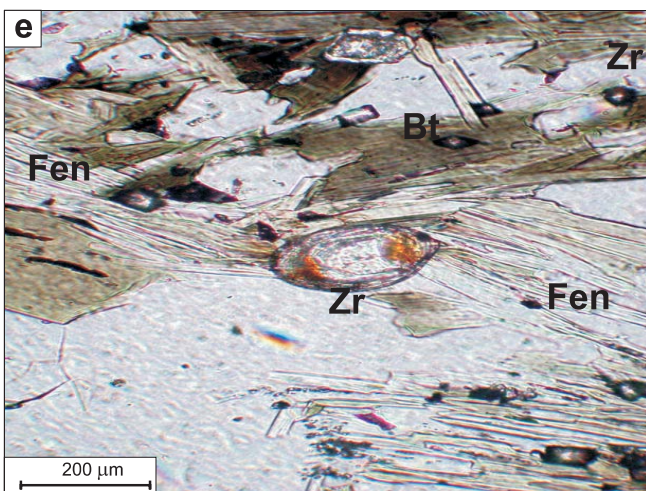
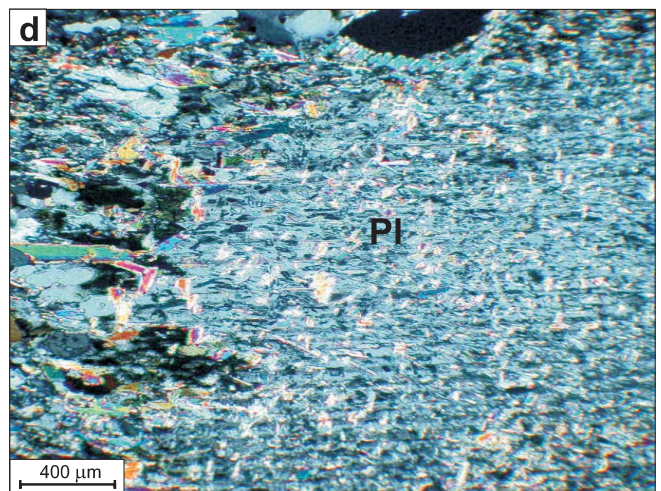
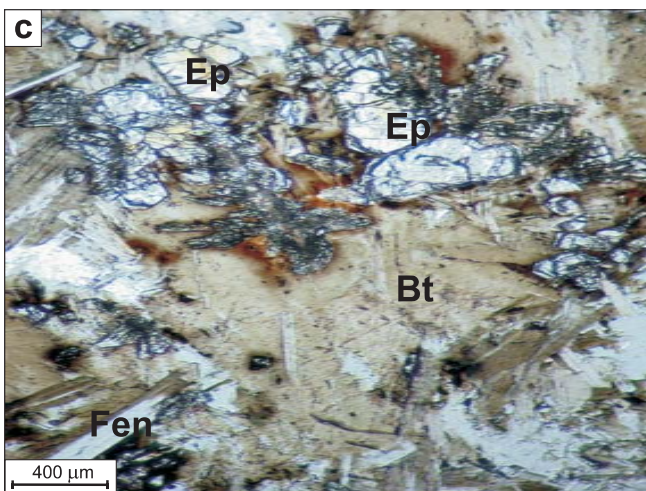
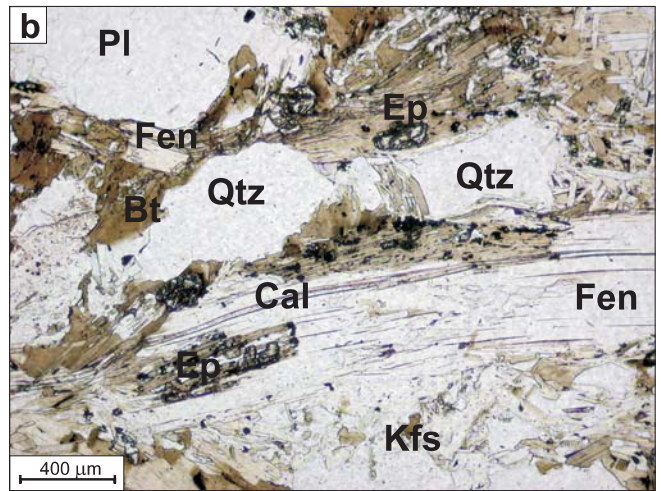
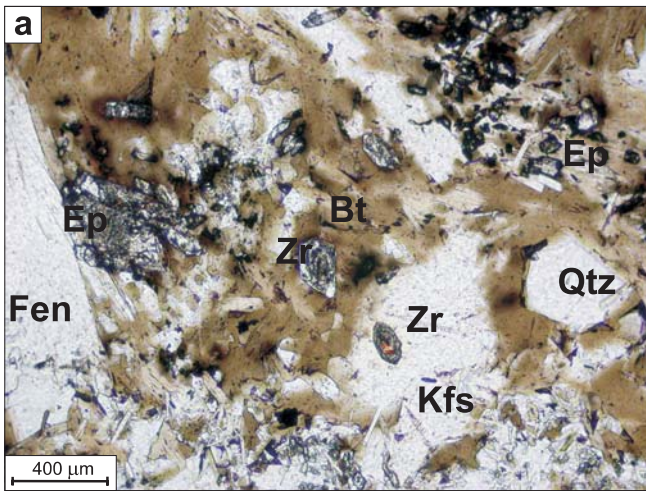
- a, b** – zmienna morfologia fengitów, duże euhedralne blaszki obok form drobnych, igielkowatych
- c** – ziarna epidotu wywołujące pola pleochroiczne w biotycie
- d** – zserycytizowane ziarno plagioklazu
- e, f** – ziarna cyrkonów o zmiennych cechach morfologicznych, wskazujących na charakter detrytyczny

Microphotographs of the Mońki IG 2 biotite paragneiss, depth 819 m

**a–c, e–f** – plane-polarised light; **d** – crossed polarised light

Mineral assemblage: Qtz+Kfs+Pl+Fen+Bt+Ep+Zr+Chl+Ser+Cal (abbreviations after Kretz, 1983)

- a, b** – various morphology of phengite grains from large euhedral grains to fine needle forms
- c** – epidote grains forming pleochroic halo in the biotite host
- d** – sericitised plagioclase grain
- e, f** – various morphology of zircon grains indicating detrital origin



## Tablica II

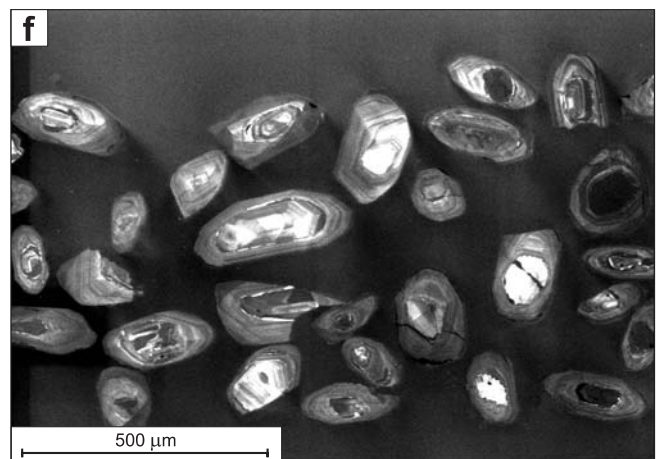
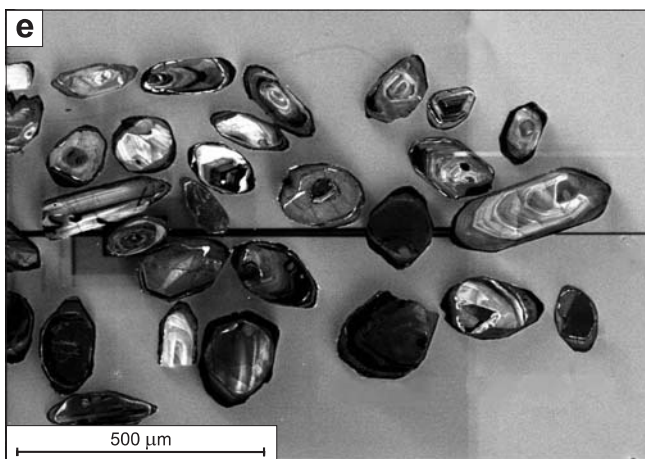
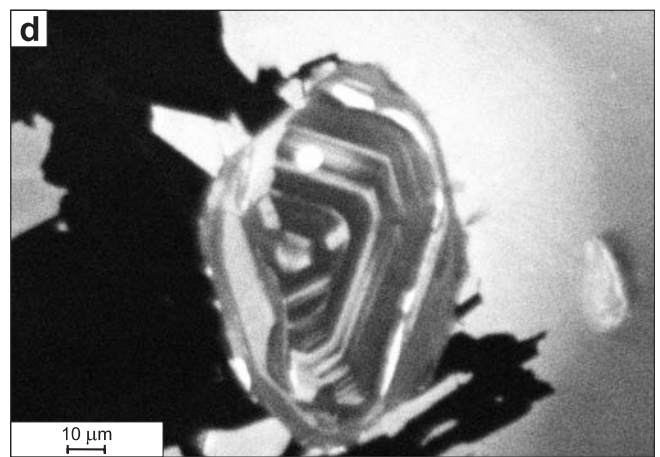
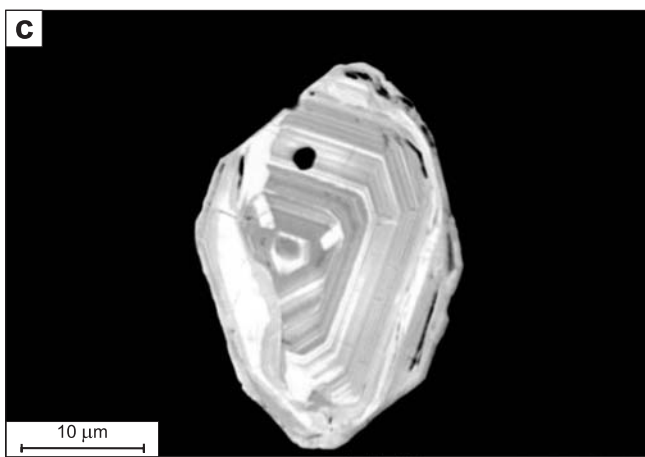
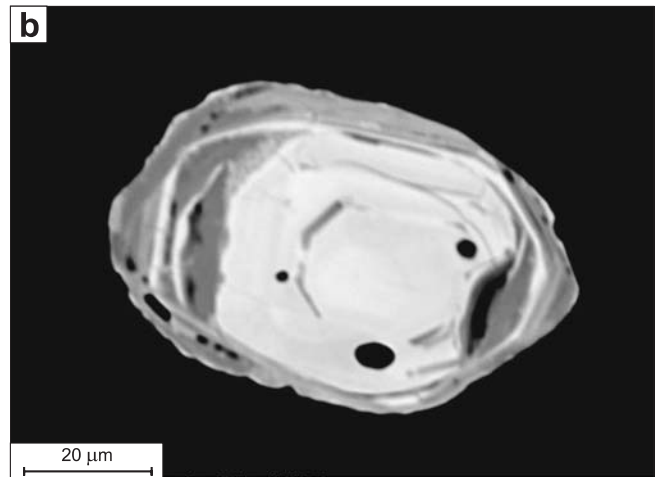
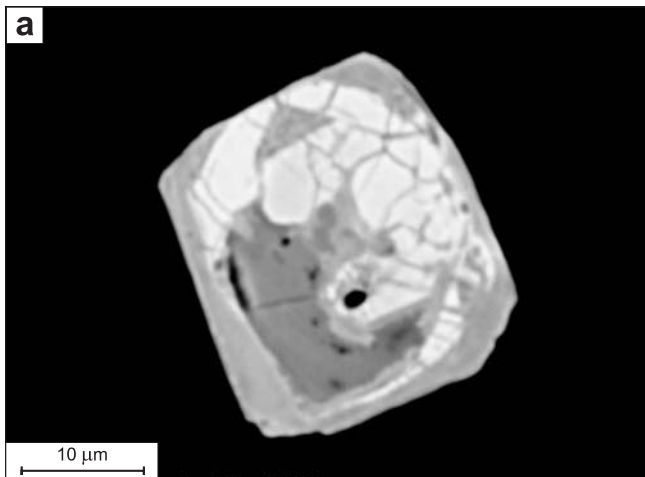
Obrazy elektronów wstecznie rozproszonych BSE i katodoluminescencyjne SEM-CL wewnętrznej budowy cyrkonów z paragnejsów z otworów Mońki IG 2 (a–e) i Jastrzębna IG 1 (f)

- a** – detrytyczne ziarno cyrkonu, w środku zniszczone fragmenty (BSE)
- b** – silnie zerodowany detrytyczny środek oraz metamorficzny obrost na cyrkonie (BSE)
- c, d** – częściowo zerodowany detrytyczny środek z typową koncentryczną magmową pasowością wzrostową (BSE i SEM-CL)
- e, f** – ziarna przeznaczone do badań izotopowych z próbek M-819 i J-598; dowód na różnorodność materiału detrytycznego

Backscattered electron BSE and cathodoluminescence SEM-CL images of internal features of zircons from the Mońki IG 2 (a–e) and Jastrzębna IG 1 paragneisses (f)

- a** – detrital zircon grain and disintegrated particles of the core (BSE)
- b** – strongly eroded of detrital core and metamorphic zircon overgrowth (BSE)
- c, d** – partially eroded detrital core with typical concentric igneous growth zoning (BSE and SEM-CL)
- e, f** – (SEM-CL) M-819 and J-598 zircon grain samples for isotopic study; evidence for various detrital components (SEM-CL)







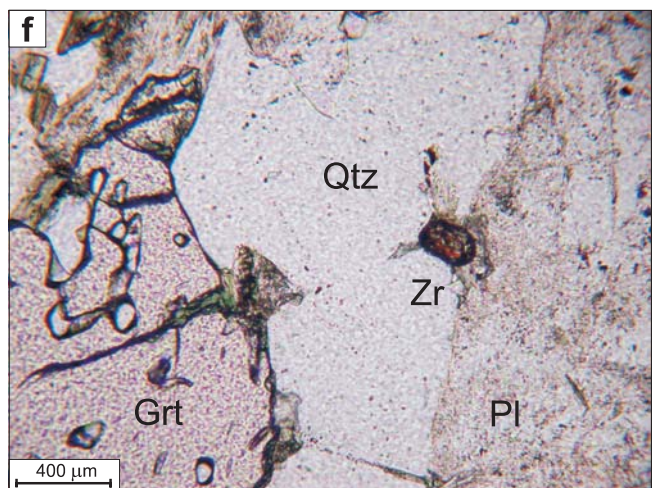
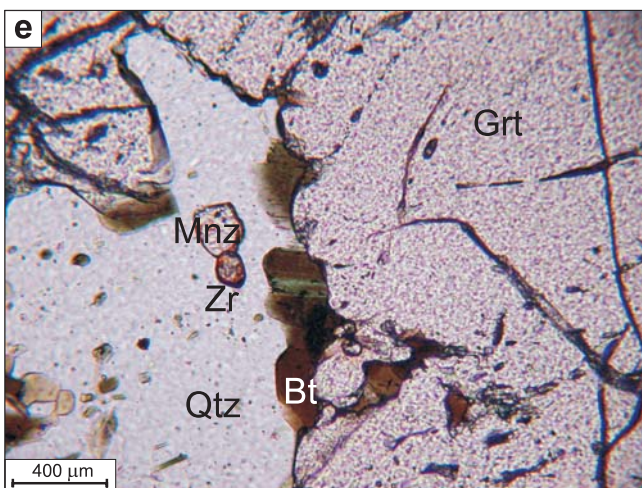
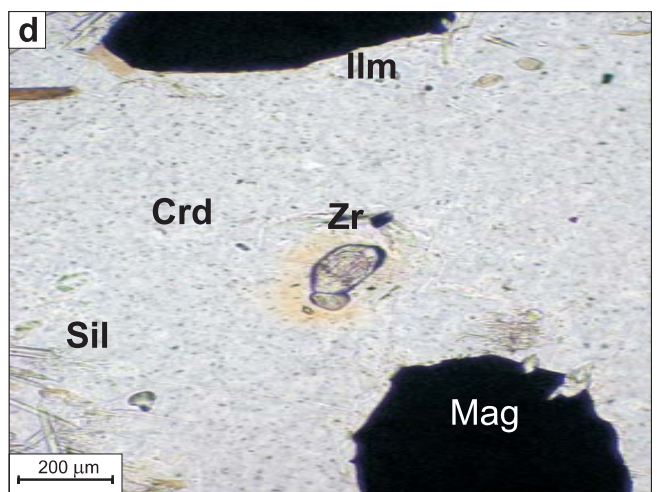
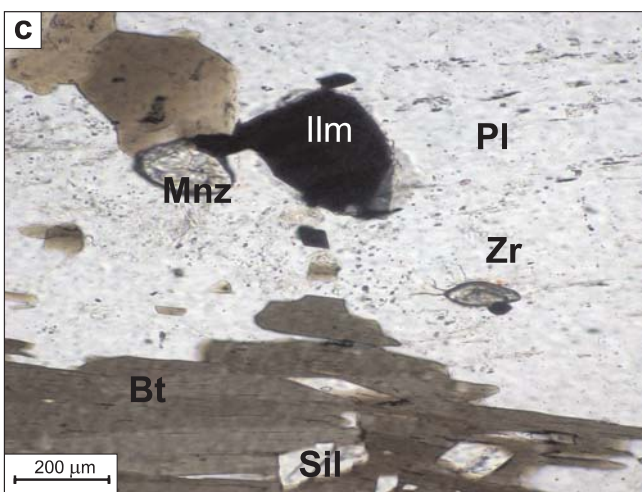
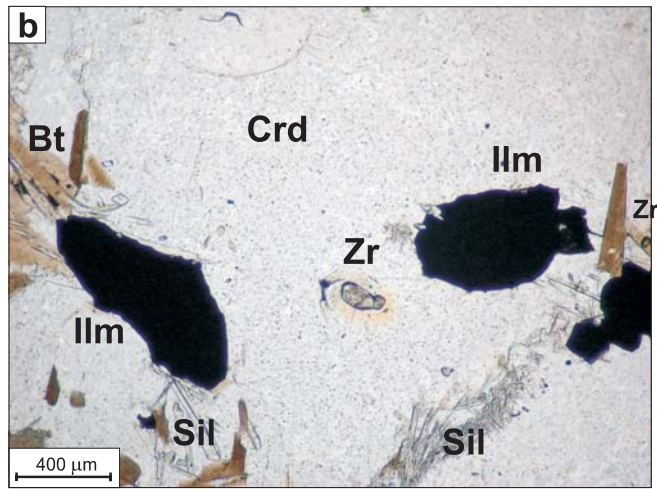
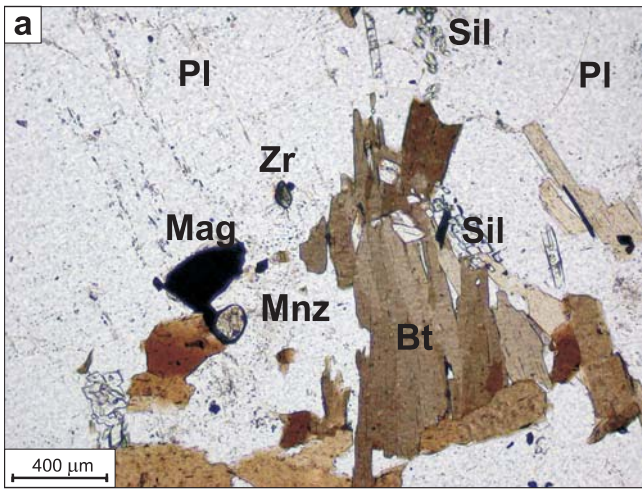
### Tablica III

Mikrofotografie paragnejsów z otworów Jastrzębna IG 1 i Wigry IG 1, nikle równoległe

- a-d** – gnejs kordierytowo-sylimanitowy, Jastrzębna IG 1, głęb. 595 m;  
skład mineralny: Pl+Qtz+Kfs+Bt+Crd+Sil+Ap+Mag+Ilm+Zr+Mnz
- a, d** – ziarna cyrkonów i monacytu w biotycie i częściowo przeobrażonym kordierycie; widoczne wyraźnie większe rozmiary monacytów
- e, f** – gnejs granatowo-biotytowy, Wigry IG 1, głęb. 1483 m; skład mineralny: Pl+Kfs+Qtz+Bt+Grt+Zr+Mnz+Chl;  
brzezi porfiroblastów granatu z obwódką schlorityzowanego biotytu; widoczne ziarna cyrkonu i monacytu

Microphotographs of the paragneisses from the Jastrzębna IG 1 and Wigry IG 1 boreholes, plane-polarised light

- a-d** – cordierite-sillimanite gneiss from the Jastrzębna IG 1 borehole, depth 595 m;  
mineral assemblage: Pl+Qtz+Kfs+Bt+Crd+Sil+Ap+Mag+Ilm+Zr+Mnz
- a, d** – zircon and monazite grains in biotite and partially altered cordierite host; note a clearly greater size of monazite grains
- e, f** – garnet-biotite gneiss from the Wigry IG 1 borehole, depth 1483 m; mineral assemblage:  
Pl+Kfs+Qtz+Bt+Grt+Zr+Mnz+Chl; rims of two garnet porphiroblasts partially enveloped by chloritised biotites;  
zircon and monazite grains are also visible



## Tablica IV

Mikrofotografie i obrazy elektronów wstecznie rozproszonych (BSE) ortognejsu biotytowego z otworu Mońki IG 2, głęb. 1240 m

**a–d** – nikiel równoległe, **e–f** – obrazy BEI

Skład mineralny: Pl+Qtz+Kfs+Bt+Musk+Ep+All+Zr+tlenki Fe-Ti+Ap+Tnt

**a, b** – próbka felzytowa M-1240, widoczna przewaga składników jasnych, mała ilość tlenków Fe-Ti, epidot bez obwódek allanitowych

**c–f** – próbka maficzna M-1240

**c, e** – ziarna epidotu z cienkimi obwódkami allanitowymi, w biotycie widoczne silne pola pleochroiczne, w otoczeniu liczne drobne blaszki fengitu

**d, f** – agregat o składzie fluorowęglanu, z udokumentowaną obecnością pierwiastków ziem rzadkich i z wyraźnymi zatokami korozyjnymi

Microphotographs and backscattered electron images of biotite orthogneiss, from the Mońki IG 2, depth 1240 m

**a–d** – plane-polarised light; **e–f** – BSE

Mineral assemblage: Pl+Qtz+Kfs+Bt+Musk+Ep+All+Zr+Fe-Tiox+Ap+Tnt

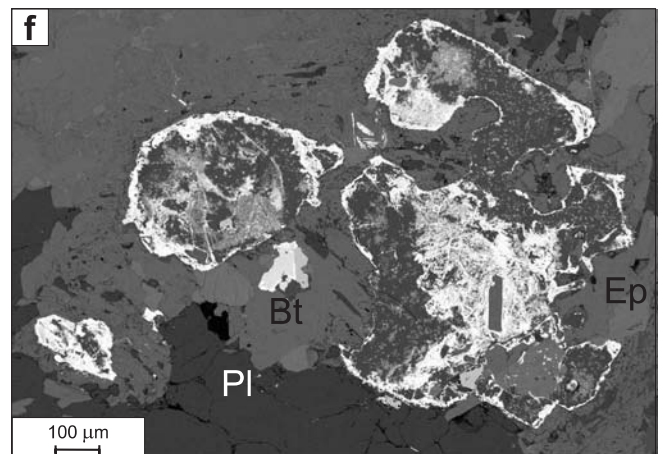
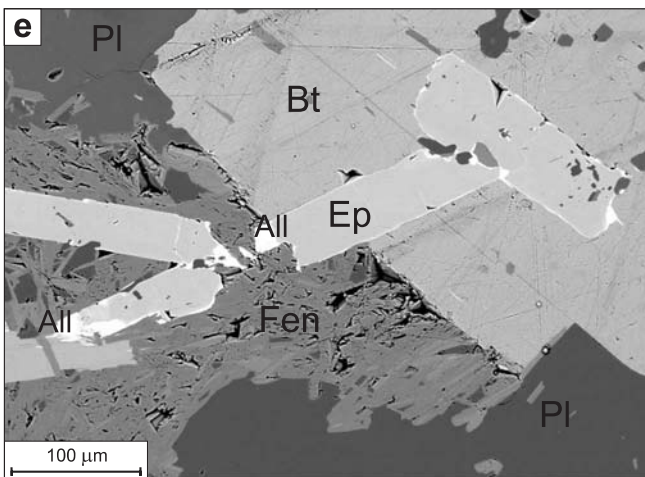
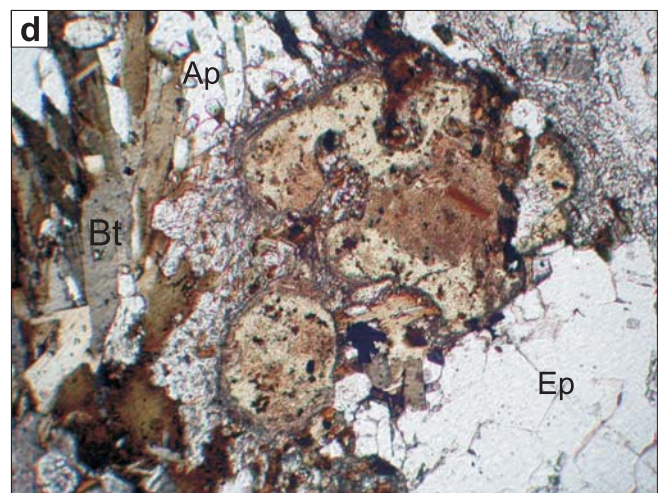
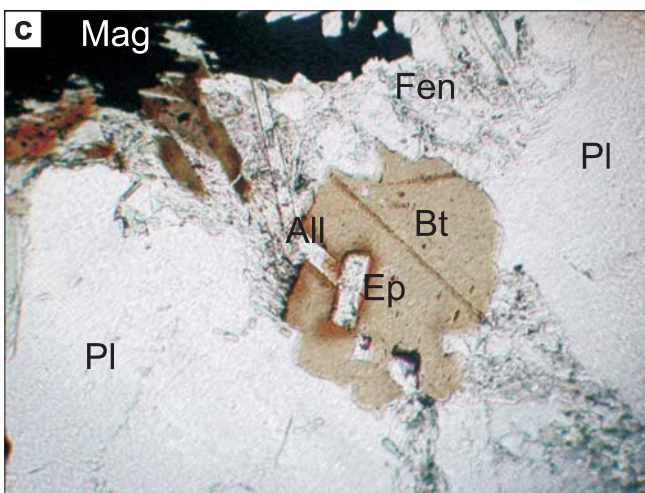
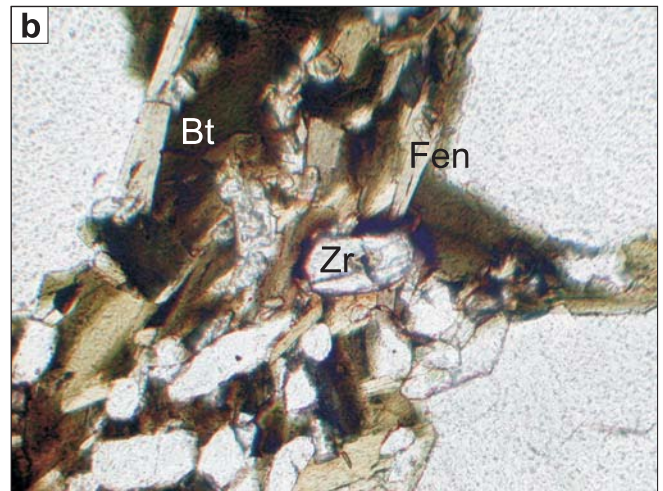
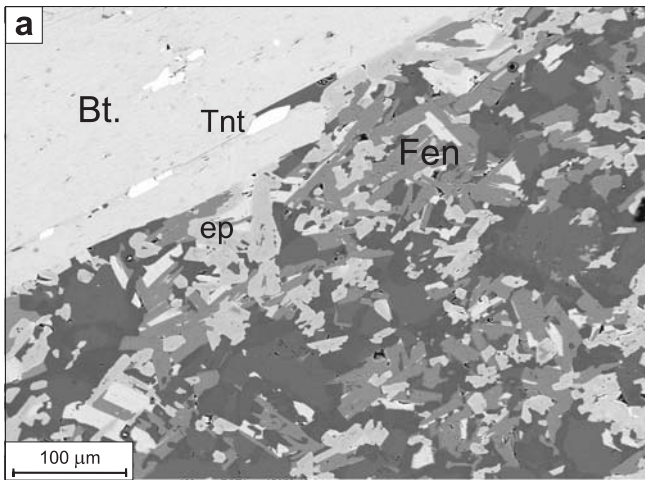
**a, b** – felsic sample M-1240, note the dominance of felsic minerals, rare Fe–Ti oxides and lack of allanite rims on epidotes

**c–f** – mafic sample M-1240

**c, e** – epidote grains with a thin allanite rim, note pleochroic halo in biotite and fine phengite grains

**d, f** – aggregate grain of rare earth fluorocarbonate composition with embayment forms







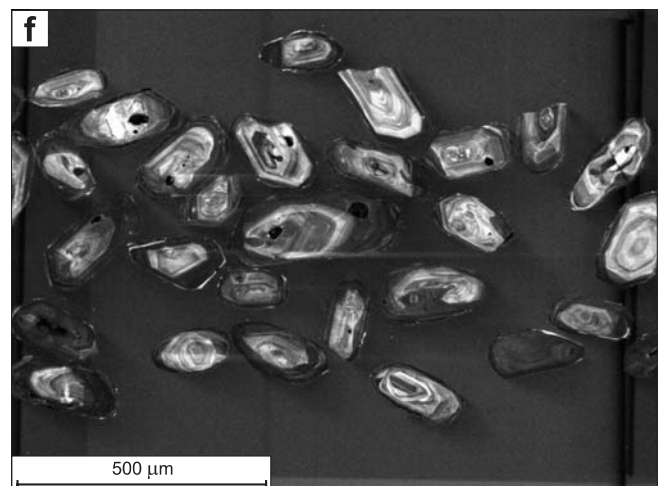
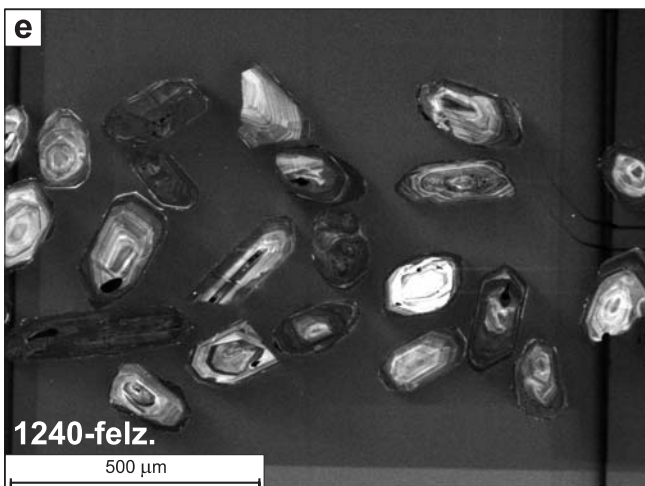
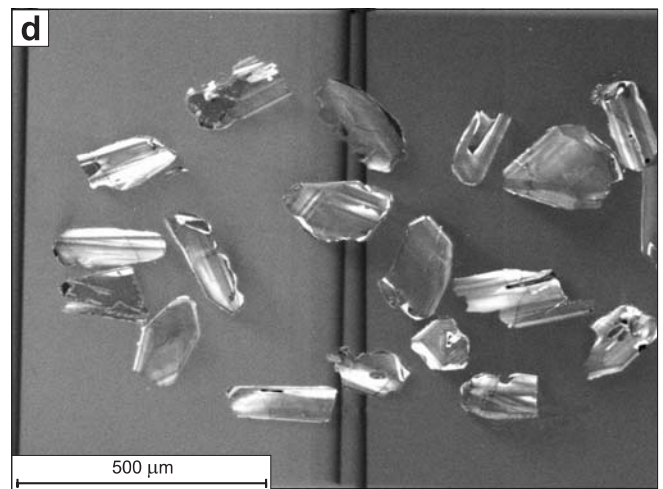
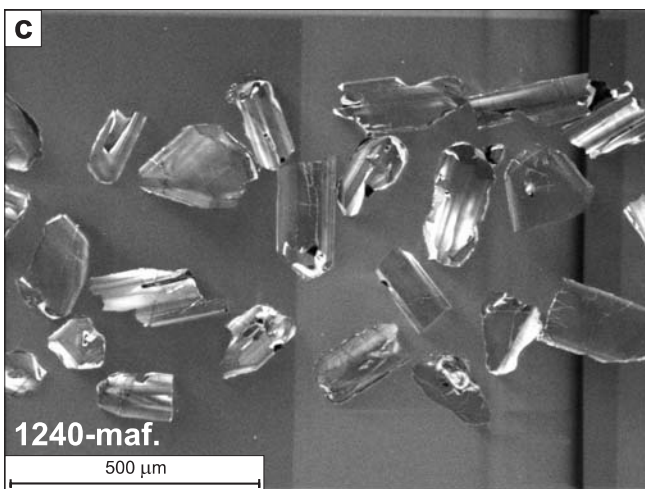
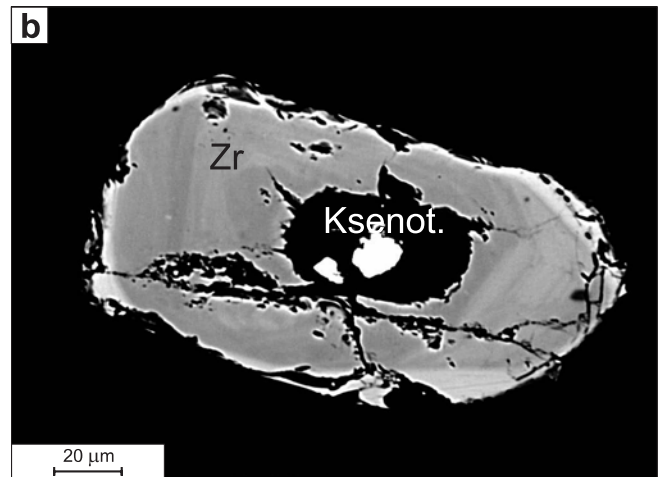
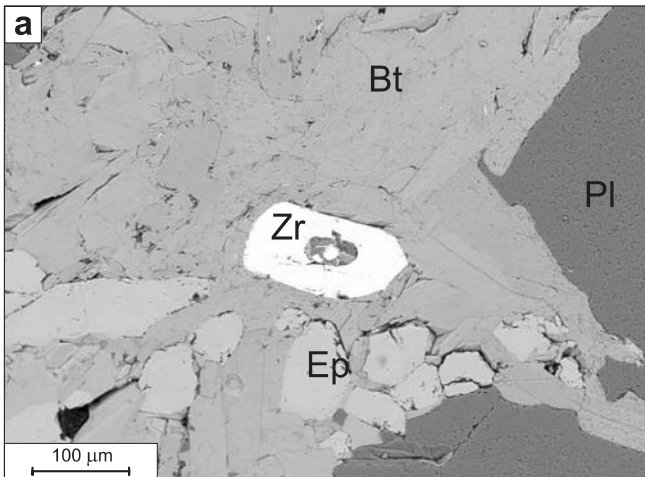
## Tablica V

Obrazy BSE i SEM-CL z mikroskopu elektronowego cyrkonów z ortognejsów biotytowych z otworu Mońki IG 2, głęb. 1240 m

- a, b** – próbka felzytowa M-1240felz., ziarno cyrkonu z wrostkiem biotyty i ksenotymu tkwiące wśród blaszek biotyty
- c, d** – separaty cyrkonów z próbki maficznej M-1240maf., pasowość wstęgową dokumentuje maficzny charakter protolitu magmowego
- e, f** – separaty cyrkonów z próbki felzytowej M-1240felz. z pasowością koncentryczną, widoczne wyraźne obwódki metamorficzne

Backscattered electron BSE and cathodoluminescence SEM-CL images of internal features of zircons in biotite orthogneisses from the Mońki IG 2 borehole, depth 1240 m

- a, b** – felsic sample M-1240felz., zircon grain with biotite and xenotime inclusions, hosted by biotite
- c, d** – zircon grains separated from mafic sample M-1240maf., mafic character of protolith is documented by banded zonation
- e, f** – zircon grains separated from felsic sample M-1240felz. with concentric zonation, metamorphic overgrowths are clearly visible



## Tablica VI

Mikrofotografie ortognejsów biotytowych z otworów Tajno IG 5, głęb. 849 m i Bargłów IG 2, głęb. 706 m

**a–e** – nikiel równoległe, **f** – nikiel skrzyżowane

**a–d** – ortognejs biotytowy z otw. Tajno IG 5, próbka T-849; skład mineralny Pl+Kfs+Qtz+Bt+Ep+Tnt+tlenki Fe-Ti+Zr+Mnz; **a** – drobne blaszki biotyty o większej zawartości Ti, z ciemnym pleochroizmem; **b, d** – agregat tytanitu inkrustowany tlenkami Fe-Ti i otoczony biotytem; **c** – spękanie ziarno cyrkonu w otoczeniu epidotów, w ciemnej laminie biotytowej

**e, f** – ortognejs biotytowy z otworu Bargłów IG 2, próbka B-706; skład mineralny: Bt+Kfs+Pl+Qtz+Tnt+Ep+Zr+tlenki Fe+Chl+Ser+Cal; euhedralne ziarno cyrkonu z zarysem budowy pasowej

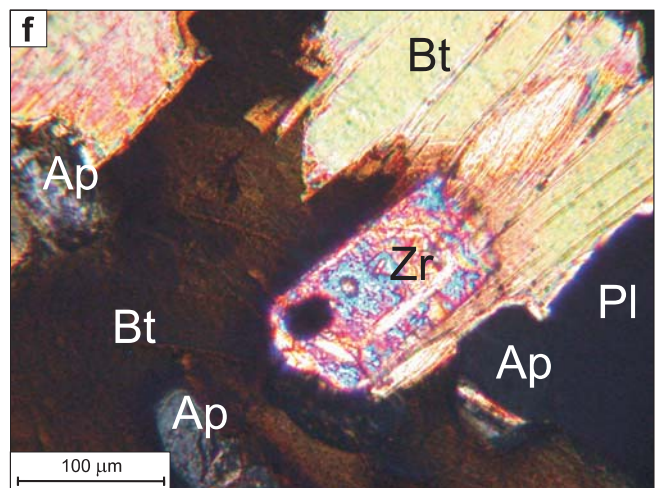
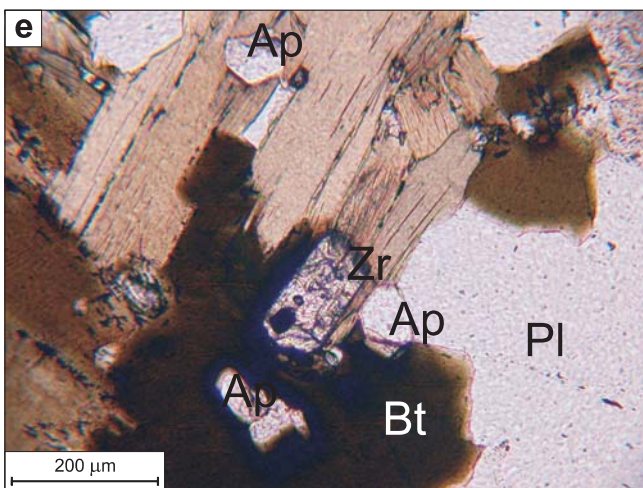
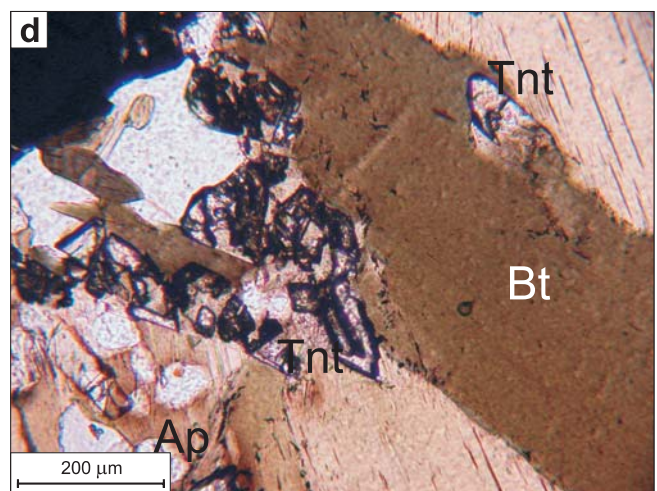
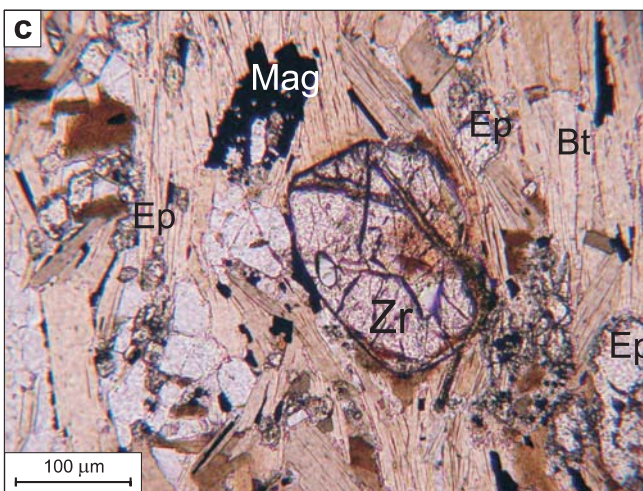
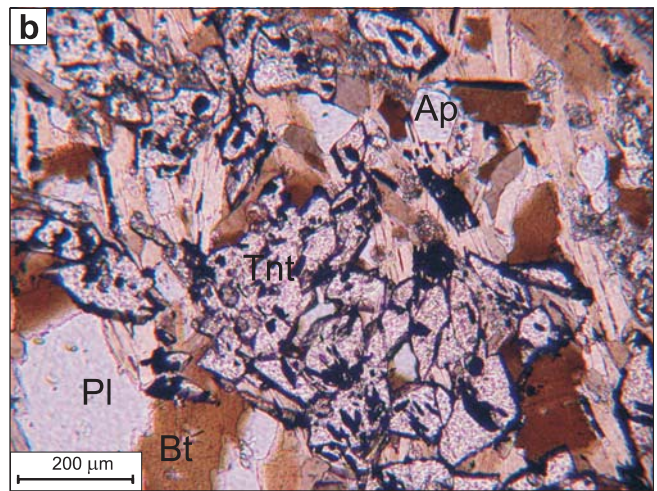
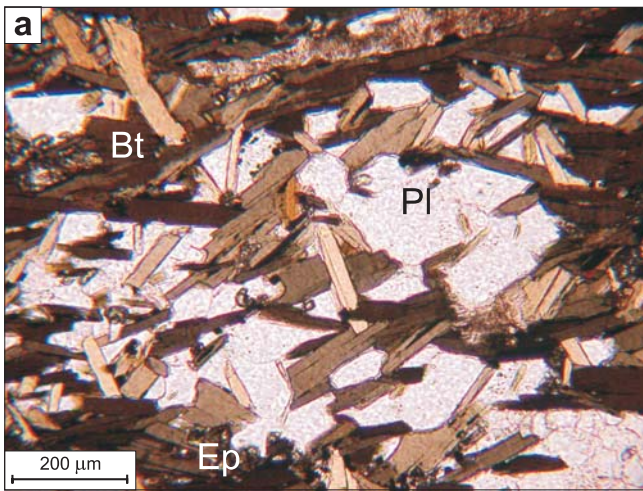
Microphotographs of biotite orthogneisses from the boreholes: Tajno IG 5, depth 849 m and Bargłów IG 2, depth 706 m

**a–e** – plane-polarised light, **f** – crossed polarised light

**a–d** – biotite orthogneiss from the Tajno IG 5 borehole, sample T-849; mineral assemblage: Pl+K-Fs+Qtz+Bt+Ep+Tnt+Fe-Tiox+Zr+Mnz; **a** – fine biotite grains with elevated Ti contents and dark pleochroic colours; **b, d** – titanite aggregate with a Fe-Ti oxides rim hosted by biotite; **c** – cracked zircon grain and epidote grains hosted by a dark biotite lamina

**e, f** – biotite orthogneiss from the Bargłów IG 2 borehole, sample B-706; mineral assemblage: Bt+Kfs+Pl+Qtz+Tnt+Ep+Zr+Feox+Chl+Ser+Cal; euhedral zircon grain with zonation visible in transmitted light







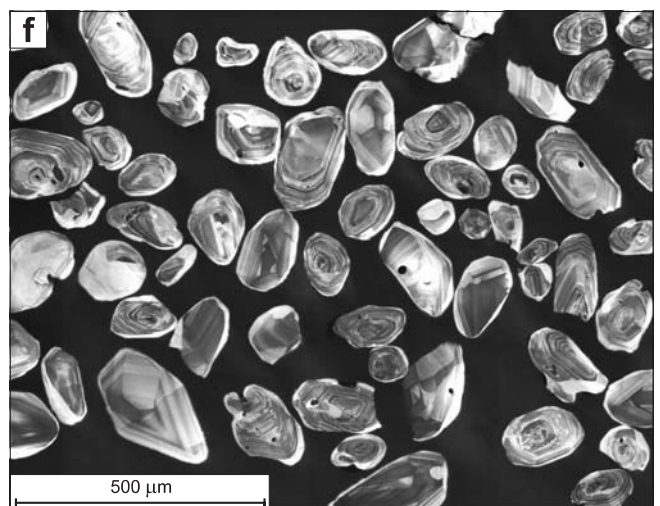
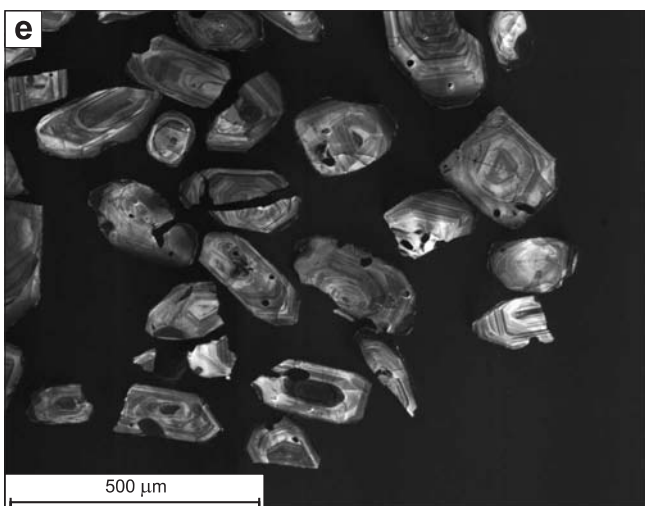
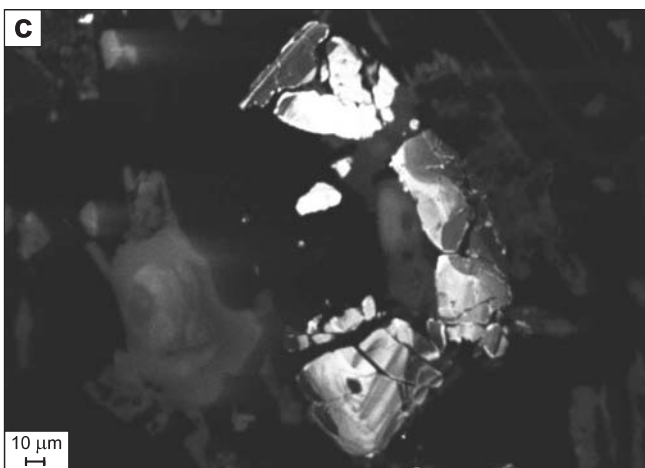
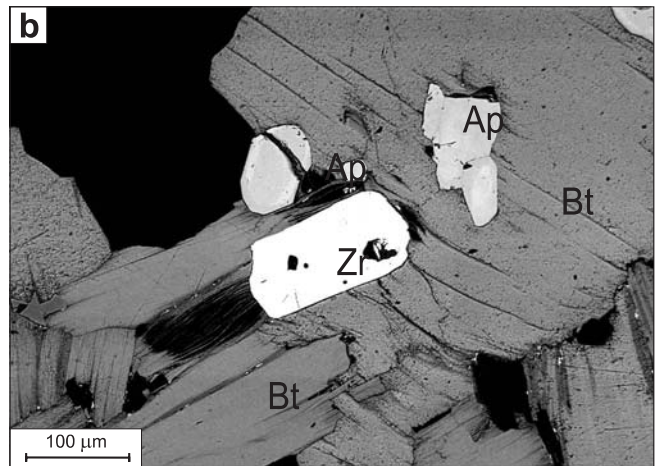
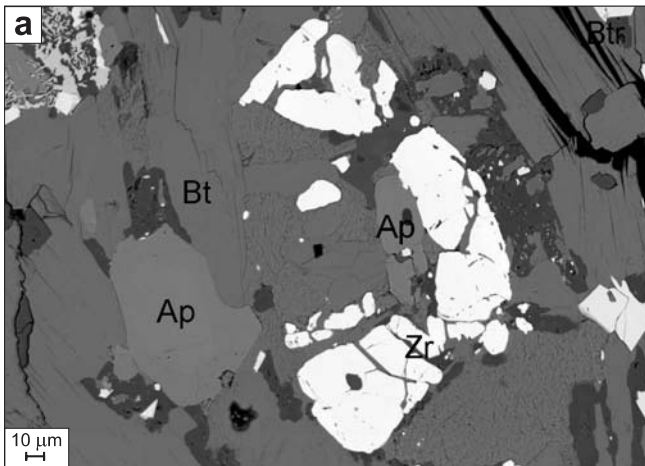
## Tablica VII

Obrazy BSE i SEM-CL wewnętrznej budowy cyrkonów z ortognejsów biotytowych z otworów Tajno IG 5 i Bargłów IG 2

- a, b** – ziarna cyrkonów tkwiące w blaszkach biotyту, często zdeformowanych i częściowo schlorityzowanych (BSE *in situ*)
- c, d** – obraz SEM-CL prezentowanych wyżej cyrkonów ujawniający typową koncentryczną pasowość magmową środków ziarn, na brzegach obwódki metamorficzne; cyrkony z Tajna są zawsze silnie spękanе
- e, f** – cyrkony z próbek Tajno T-849 i Bargłów B-706 wypreparowane do badań izotopowych; ziarna z typową, koncentryczną pasowością magmową i obrostami metamorficznymi

Backscattered electron BSE and cathodoluminescence SEM-CL images of internal features of zircons in biotite orthogneisses from the Tajno IG 5 and Bargłów IG 2 boreholes

- a, b** – zircon grains inclosed in biotite grain, partially deformed and chloritised (BSE *in situ*)
- c, d** – SEM-CL images of zircons presented above and showing concentric igneous zonation of grain cores; note that zircons from the Tajno are always strongly cracked
- e, f** – zircons grains for isotopic measurements from samples Tajno T-849 and Bargłów B-706; the grains show typical concentric igneous zonation and metamorphic overgrowths



## WSKAZÓWKI DLA AUTORÓW

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

Opracowanie wraz z pismem przewodnim instytucji macierzystej autora należy złożyć w jednym egzemplarzu w sekretariacie Zakładu Publikacji Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. Pismo przewodnie musi być uzupełnione oświadczeniem autora, że dzieło jest oryginalne, nigdzie wcześniej niepublikowane i niezłożone do druku w innym wydawnictwie (z wyłączeniem publikacji w formie abstraktu). Opracowania monograficzne publikowane w *Pracach* są recenzowane. Objętość artykułów (opracowań) przeznaczonych do druku w *Pracach* nie jest limitowana.

Artykuły nadesłane do redakcji, po wstępnym zaakceptowaniu, są przekazywane do recenzji. Recenzja wraz z uwagami redakcji jest udostępniana autorowi w celu dokonania koniecznych poprawek, w uzgodnionym terminie. Przekroczenie uzgodnionego terminu oznaczać będzie zmianę kolejności pozycji w tece redakcyjnej. Po zredagowaniu i złamaniu tekstu autor otrzymuje egzemplarz do korekty, który powinien być zwrócony do redakcji w ciągu dwóch tygodni. Poważne zmiany autorskie w tekście i na ilustracjach na etapie korekty nie będą akceptowane.

W celu usprawnienia prac redakcyjnych prosimy o przygotowanie tekstu i załączników zgodnie z poniższymi wskazówkami; prace nieodpowiadające wymaganiom redakcji będą zwracane autorom. Części pracy publikowane w języku angielskim, tzn. abstrakt, słowa kluczowe, streszczenie, tytuły ilustracji (figury i tablice fotograficzne) z objaśnieniami i tytuły tabel, należy dostarczyć w wersji angielskiej.

**Przygotowanie tekstu.** Tekst musi być dostarczony w wersji elektronicznej wraz z jedną kopią, wydrukowaną jednostronnie, z podwójnym odstępem między wierszami, 12-punktową czcionką (Times New Roman) i 4-centymetrowym marginesem z lewej strony. Akapity powinny być wyrównane do lewej strony (niejustowane), należy wyłączyć opcję dzielenia wyrazów, nie stosować wcięć akapitowych, wypośrodkowań ustawianych spacjami.

Na marginesach należy zaznaczyć miejsca włamania figur oraz hierarchię tytułów, uwzględniając co najwyżej trzy stopnie. Wszystkie jednostki miar podawać w systemie SI. Cytowane pozycje literatury umieszczać w nawiasach, podając nazwisko i rok wydania, np. (Kowalski, 1998).

Tekst, objaśnienia do ilustracji i tabele należy zapisać w osobnych plikach. Format zapisu — MS Word.

Prosimy o umieszczanie na etykiecie nośnika następujących informacji: nazwisko autora, tytuł pracy, nazwa i wersja edytora tekstu, programu graficznego i ewentualnie nazwy programu kompresującego.

**Abstrakt.** Abstrakt, nieprzekraczający 200 słów, publikowany jest w języku polskim i angielskim. Powinien zwięźle przedstawiać metody, wyniki badań i wnioski.

**Słowa kluczowe.** Należy podać 5–7 słów kluczowych opisujących tematykę pracy.

**Streszczenie.** Streszczenie w języku angielskim nie powinno przekraczać 10% objętości całej pracy.

**Literatura cytowana.** Spis literatury, ułożony alfabetycznie, powinien zawierać tylko prace publikowane cytowane w tekście, w objaśnieniach do ilustracji i w tabelach. Skrótów nazw czasopism i serii wydawniczych podawać zgodnie z *Bibliografią geologiczną Polski* i formalnymi wymogami redakcji. Przykłady:

KONDRACKI J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

MALEC J., 1993 — Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **37**, 4: 501–536.

WAGNER R., 1987a — Stratigraphy of the uppermost Zechstein in north-western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth. Sc.*, **35**, 3: 265–273.

WAGNER R., 1987b — Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Cechsztyń. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 64–81.

Uwaga: dla książek należy bezwzględnie podać wydawcę i miejsce wydania. Pozycje literatury w alfabetach cyrylicy muszą być podane w transkrypcji na alfabet łaciński.

**Ilustracje.** Figury (rysunki) i fotografie wraz z kopią należy dostarczyć w wersji elektronicznej (program graficzny CorelDraw; w przypadku stosowania innych programów należy zapisać rysunki w formacie wektorowym Windows Metafile – WMF lub innym umożliwiającym import do Corel Draw) wraz z wydrukiem. Grafikę rastrową (obrazy skanowane) należy zapisać w jednym z następujących formatów: TIFF, PCX, CPT, BMP, JPG. Rozdzielczość zeskanowanych fotografii kolorowych powinna wynosić minimum 300 dpi, fotografii czarno-białych co najmniej 600 dpi, czarno-białych rysunków (liniowych) 1200 dpi.

Kolorowe ilustracje prosimy załączać tylko w uzasadnionych przypadkach, tzn. kiedy kolor jest jedynym sposobem efektywnego wyrażenia zagadnienia. Autorzy są zobowiązani do partycypowania w kosztach druku kolorowych załączników.

Ilustracje powinny być przekazywane w takich wymiarach, aby po zmniejszeniu zmieściły się na kolumnę 175×245 mm. Stopień zmniejszenia przyjmuje się od 30 do 50%. Rysunki nie mogą zawierać zbędnych szczegółów, wielkość opisów po zmniejszeniu nie może być mniejsza niż 1 mm. Na mapach i przekrojach należy umieścić skalę liniową. Objaśnienia figur w języku polskim i angielskim prosimy umieszczać pod rysunkiem (nie stosować kostek z numeracją).

**Tabele.** Tabele muszą być zapisane w oddzielnym pliku, w formacie MS Word lub Excel (maksymalny format A4).

\*\*\*

W przypadku wątpliwości co do formalnych wymagań, autorzy są proszeni o bezpośredni kontakt i konsultację z Zakładem Publikacji PIG-PIB.

- Tom 184 (2005)      *Badania paleobotaniczne młodoplejstoczeńskich osadów jeziornych  
Wysoczyzny Płockiej – Krzysztof M. Krupiński*
- Tom 185 (2006)      *Mineralizacja cynowa w środkowej części pasma łupkowego Starej Kamienicy  
(Sudety zachodnie) – Marek Michniewicz, Wojciech Bobiński, Jacek Siemiątkowski*
- Tom 186 (2006)      *Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu  
transeuropejskiego oraz obszarów przyległych – Hanna Matyja, Paweł Poprawa  
(red. nauk.)*
- Tom 187 (2006)      *Waloryzacja i ranking złóż węgla brunatnego w Polsce – Jacek R. Kasiński,  
Marcin Piwocki, Sławomir Mazurek*
- Tom 188 (2006)      *Budowa litosfery centralnej i północnej Polski – obszar projektu sejsmicznego  
POLONAISE'97 – Piotr Krzywiec, Marek Jarosiński (red. nauk.)*
- Tom 189 (2008)      *Petrologia i geochemia metabazytów masywu Niedźwiedzia na bloku przedsudeckim  
– Honorata Awdankiewicz*
- Tom 190 (2008)      *Budowa geologiczna struktury solnej Wapna w Wielkopolsce – Joanna Jaworska,  
Rafał Ratajczak*
- Tom 191 (2008)      *Podłoże magnetyczne w pomorskim segmencie strefy szwu transeuropejskiego  
– Zdzisław Petecki*
- Tom 192 (2009)      *Kenozoik na pograniczu Ziemi Lubuskiej, Pomorza i Wielkopolski  
– Andrzej Romanek*
- Tom 193 (2009)      *Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych  
w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego – Teresa Podhalańska*
- Tom 194 (2010)      *Struktury glaciektoniczne w Polsce – Andrzej Ber, Zofia Krysiak*



Odtworzenie początkowych etapów ewolucji geologicznej, jakiej podlegały formacje skalne znajdujące się dziś na głębokości od kilkuset do kilku tysięcy metrów, zakryte warstwami młodszych osadów, jest zawsze zadaniem skomplikowanym, przypominającym prace detektywistyczne na śladowym materiale dowodowym.

W geologii głębokich otworów wiertniczych rekonstrukcja paleośrodowiska tektonicznego i warunków późniejszego metamorfizmu musi się opierać na śladowych, ale jednak niezwykle diagnostycznych danych, takich jak geochemiczne cechy skał i minerałów wyrażone w zawartości pierwiastków śladowych i izotopów. Takie metody posłużyły do próby rozszyfrowywania charakteru rozległej formy geologicznej w centralnej części prekambryjskiego podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Jest to obszar słabo spenetrowany wiertniczo, nazywany domeną mazowiecką, a dawniej granitoidowym masywem mazowieckim. Dane geofizyczne informują o dominacji w podłożu skał o umiarkowanych właściwościach magnetycznych i gęstościowych. Dostępne dzięki kilku wierceniom skały są w różnym stopniu zmetamorfizowane. Część reprezentuje protolit magmowy, a część osadowy. Maksymalny wiek depozycji mało dojrzałego materiału detrytycznego nie wykracza poza późny paleoproterozoik. Dane izotopowe Pb–Pb z detrytycznych ziarn cyrkonu stanowią pierwszy, niezwykle znaczący argument przemawiający za istnieniem w paleoproterozoiku na tym terenie swekofeńskiego basenu sedymentacyjnego. Pojawiające się ponadto skały metawulkaniczne są wyraźnym zapisem aktywności magmowej z wapniowo-alkaliczną sygnaturą i cechami geochemicznymi wskazującymi na subdukcję w środowisku kontynentalnego łuku wysp. Uzyskiwane w badaniach geochronologicznych zgodne ramy czasowe dokumentują późnoswekofeński wiek podłoża krystalicznego na obszarze domeny mazowieckiej. Właściwe zdefiniowanie omawianego elementu tektonicznego (łuk akrecyjny czy marginalny basen sedymentacyjny) pozostaje dotychczas problemem nierozstrzygniętym. Wyraźnie jednak skały domeny mazowieckiej składem podobne są do metawulkanitów i metasedymentów związanych ze strefą szwu środkowoliteńskiego MLSZ, w którym rozpoznano geochemicznie cechy łuku wulkanicznego sprzed 1,82–1,83 mld lat.

ISSN 0866-9465

ISBN 978-83-7538-655-4