

PRACE PAŃSTWOWEGO INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO

Honorata Awdankiewicz

*Petrologia i geochemia
metabazytów masywu Niedźwiedzia
na bloku przedsudeckim*

*The petrology and geochemistry
of the metabasites of the Niedźwiedź Massif
in the Fore-Sudetic Block*

Tom 189

Państwowy Instytut Geologiczny
Warszawa 2008

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Pozycja geologiczna masywu Niedźwiedzia oraz przegląd dotychczasowych badań	6
Regionalny kontekst geologiczno-strukturalny	6
Skały krystaliczne w otoczeniu masywu Niedźwiedzia	8
Masyw amfibolitowy Niedźwiedzia	11
Metody badań	12
Zróżnicowanie petrograficzne amfibolitów masywu Niedźwiedzia	13
Odmiany amfibolitów i skał towarzyszących	13
Charakterystyka petrograficzna głównych odmian amfibolitów	15
Amfibolity zwyczajne	15
Amfibolity biotytowe	15
Amfibolity granatowe	16
Amfibolity piroksenowo-granatowe	16
Amfibolity epidotowe	17
Amfibolity zoizytowe	17
Łupki zieleńcowe	17
Relacje przestrzenne odmian amfibolitów w profilu masywu	18
Skład chemiczny minerałów	21
Plagioklasy	21
Amfibole	21
Granaty	24
Minerały grupy epidotu	24
Pirokseny i biotyt	24
Minerały Fe-Ti	25
Zróżnicowanie składu chemicznego minerałów w profilu otworu Niedźwiedź IG 2	26
Warunki metamorfizmu	26
Wskaźniki petrograficzne i mineralogiczne	26
Geotermobarometria	28
Geochemia metabazytów	31
Problem mobilności pierwiastków w czasie metamorfizmu	31
Główne grupy geochemiczne metabazytów i ich charakterystyka	31
Profil geochemiczny masywu	40
Korelacja cech petrograficznych i geochemicznych metabazytów	44
Ewolucja magmowa protolitu metabazytów	45
Geneza i dyferencjacja magm	45
Środowisko paleogeotektoniczne magmatyzmu	47
Forma występowania protolitu metabazytów	47
Dyskusja	48
Wnioski	50
Literatura	50
Summary	54
Tablice	57
Załączniki	77

Honorata AWDANKIEWICZ
Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie
Oddział Dolnośląski
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław
e-mail: Honorata.Awdankiewicz@pgi.gov.pl

Abstrakt. Masyw amfibolitowy Niedźwiedzia, położony w południowo-wschodniej części bloku przesudeckiego, stanowi jeden z największych paleozoicznych kompleksów metabazytów na Dolnym Śląsku. Badania petrograficzne, mineralogiczne i geochemiczne rdzeni wiertniczych oraz odsłoneń amfibolitów (m.in. oznaczenia składu chemicznego skał metodami XRF, INAA, ICP, a także minerałów na mikrosondzie elektronowej) dostarczyły nowych danych dotyczących ewolucji magmowej i metamorficznej masywu Niedźwiedzia. Stwierdzono występowanie różnych odmian petrograficznych i geochemicznych metabazytów oraz systematyczne różnicowanie ich cech w profilu pionowym. Wewnętrzna część budują głównie metabazyty toleitowe reprezentowane przez amfibolity granatowe, granatowo-piroksenowe i epidotowe oraz ich wysokomagnezowa odmiana wykształcona jako amfibolity zoizytowe. W stropie, obok metabazytów toleitowych, licznie pojawiają się metabazyty

przejściowe oraz metaandezyty reprezentowane przez jasne amfibolity zwyczajne (plagioklazowo-hornblendowe) i biotytowe. Spagowa część zbudowana jest głównie z metabazytów toleitowych, rzadziej przejściowych, wykształconych jako amfibolity epidotowe. Petrografia i skład chemiczny minerałów wskazują, że metabazyty ulegały metamorfizmowi w warunkach zmieniających się od pogranicza facji eklogitowej, granulitowej i amfibolitowej (ok. 12,6 kbar, 774°C) do pogranicza facji amfibolitowej i zieleńcowej (ok. 6 kbar, 550°C). Protolitem metabazytów była intruzja zasadowych skał magmowych o chemizmie bazaltów typu N-MORB oraz bazaltów przejściowych o cechach oceanicznych toleitów wewnątrzpłytyowych. Powstała ona prawdopodobnie w środowisku wąskiego basenu oceanicznego na etapie pośrednim między dojrzałą fazą rozwoju ryftu kontynentalnego a powstaniem otwartego oceanu.

Słowa kluczowe: petrologia, geochemia, metabazyty, otwory wiertnicze, masyw Niedźwiedzia, blok przesudecki.

WSTĘP

Masyw amfibolitowy Niedźwiedzia, położony w południowo-wschodniej części bloku przesudeckiego, stanowi jeden z największych kompleksów skał metabazytowych na Dolnym Śląsku (miąższość ok. 3–4 km, rozciągłość około 20 km). Ze względu na znaczne przykrycie tego obszaru przez osady kenozoiczne o miąższości dochodzącej miejscami do 120 m, powierzchniowe odsłoneń amfibolitów masywu Niedźwiedzia są nieliczne. Występowanie wśród serii krystalicznych tego obszaru tak dużego kompleksu amfibolitowego stwierdzone zostało dzięki badaniom geofizycznym (silna dodatnia anomalia grawimetryczna), a następnie dwóm głębokim otworom wiertniczym: Niedźwiedź IG 1 (głęb. 801 m) i Niedźwiedź IG 2 (głęb. 1694 m), wykonanym przez Państwowy Instytut Geologiczny (Maciejewski, Sawicki, 1977; Jerzmański i in., 1984; Jerzmański, 1992).

Podłoże krystaliczne południowo-wschodniej części bloku przesudeckiego, w której zlokalizowany jest masyw Niedźwiedzia, ze względu na znaczenie w regionalnych interpretacjach geologicznych (strefa graniczna między Sudekami wschodnimi i zachodnimi, zmiana kierunku przebiegu głównych struktur waryscyjskich) od dawna budziło zainteresowanie wśród geologów i petrologów. Jednakże słaby stopień odsłoneń skał krystalicznych, jak również niejasne relacje strukturalne pomiędzy poszczególnymi kompleksami skalnymi stanowiły i wciąż stanowią istotne utrudnienie w badaniach skał tego rejonu. W dotychczasowych pracach najwięcej uwagi poświęcano petrologii i ewolucji strukturalnej skał metamorficznych otaczających masyw amfibolitowy Niedźwiedzia (m.in. Rembocha, 1961; Cymerman, Jerzmański, 1987; Cymerman, Piasecki, 1994; Achramowicz

i in., 1995, 1997; Józefiak, 1998; Puziewicz, Rudolf, 1998; Achramowicz, Muszyński, 1999; Mazur, Józefiak, 1999; Puziewicz i in., 1999; Puziewicz, 2001, 2002 oraz literatura tam cytowana). Pojawiło się również kilka prac poświęconych petrologii i geochemii amfibolitów (Gunia, Wojciechowska, 1996; Puziewicz, Olejniczak, 1997, 1998; Puziewicz, Koepke, 2001). Jednakże wspomniane prace bazowały jedynie na badaniach amfibolitów dostępnych w odsłonięciach powierzchniowych. Nowe dane z otworów wiertniczych Niedźwiedź IG 1 i IG 2 (Awdankiewicz, 1996, 1997, 2000, 2001), jak również wyniki starszych opracowań materiału z wierceń (m.in.: Maciejewski, Sawicki, 1977; Jerzmański i in., 1984; Jerzmański, 1992) wskazywały na znacznie większe zróżnicowanie petrograficzne i geochemiczne metabazytów niż obserwowane na powierzchni, co w konsekwencji skłoniło autorkę niniejszej pracy do podjęcia kom-

pleksowych badań metabazytów, z wykorzystaniem całości dostępnych materiałów. Na podstawie uzyskanych danych przygotowana została rozprawa doktorska (Awdankiewicz, 2003a), a następnie niniejsza monografia.

Zasadniczym celem pracy było przeprowadzenie szczegółowych badań petrograficznych, mineralogicznych i geochemicznych metabazytów masywu Niedźwiedzia, scharakteryzowanie zróżnicowania tych cech amfibolitów w profilu masywu oraz na podstawie uzyskanych danych określenie warunków metamorfizmu, genezy magmowych protolitów oraz środowiska paleogeotektonicznego magmatyzmu. Uzyskane wyniki pozwoliły na zaproponowanie wstępnego modelu ewolucji magmowej i metamorficznej masywu oraz dostarczyły nowych danych dla lepszego zrozumienia rozwoju kompleksów skalnych i struktury wschodniej części orogenu waryscyjskiego.

POZYCJA GEOLOGICZNA MASYWU NIEDŹWIEDZIA ORAZ PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

REGIONALNY KONTEKST GEOLOGICZNO-STRUKTURALNY

Masyw amfibolitowy Niedźwiedzia położony jest w regionie sudeckim, przy północno-wschodniej krawędzi masywu czeskiego (fig. 1A). Występujące tu skały krystaliczne wieku późnoproterozoicznego i paleozoicznego wchodzi w skład europejskich waryscydytów – pasma orogenicznego, które powstało w efekcie kolizji kontynentów w późnym dewonie i karbonie. W Europie zachodniej pasmo waryscyjskie ma przebieg WSW–ENE i wyraźnie wyodrębniają się tam trzy strefy: reno-hercyńska na północy, sakso-turyngska w środkowej części oraz moldanubska na południu. Dalej ku wschodowi przebieg wymienionych stref staje się jednak mniej czytelny, a trendy strukturalne ulegają znacznym zmianom. W tym skomplikowanym obszarze przejściowym położony jest region sudecki – segment waryscydytów specyficzny tak z uwagi na pozycję w obrębie orogenu, jak i złożoną budowę geologiczną, której szczegóły wciąż pozostają przedmiotem dyskusji (m.in. Oberc, 1972; Don, 1995; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Franke, Żelaźniewicz, 2002; Kryza i in., 2004 oraz prace tam cytowane).

W obszarze sudeckim wydzielane są dwie zasadnicze domeny: Sudety zachodnie (tzw. Lugikum) oraz Sudety wschodnie (stanowiące równocześnie część tzw. strefy morawsko-śląskiej). Sudety zachodnie, korelowane ze strefą sakso-turyngską, stanowią mozaikę kilkunastu stosunkowo niewielkich jednostek geologicznych o różnym wieku, litologii i genezie, a główne trendy strukturalne mają tu przebieg NW–SE. Domena wschodniosudecka, korelowana ze strefą reno-hercyńską, wyróżnia się m.in. wyraźną budową strefową i przebiegiem głównych struktur niemal prostopadłym do zachodniosudeckich, w kierunku NNE–SSW.

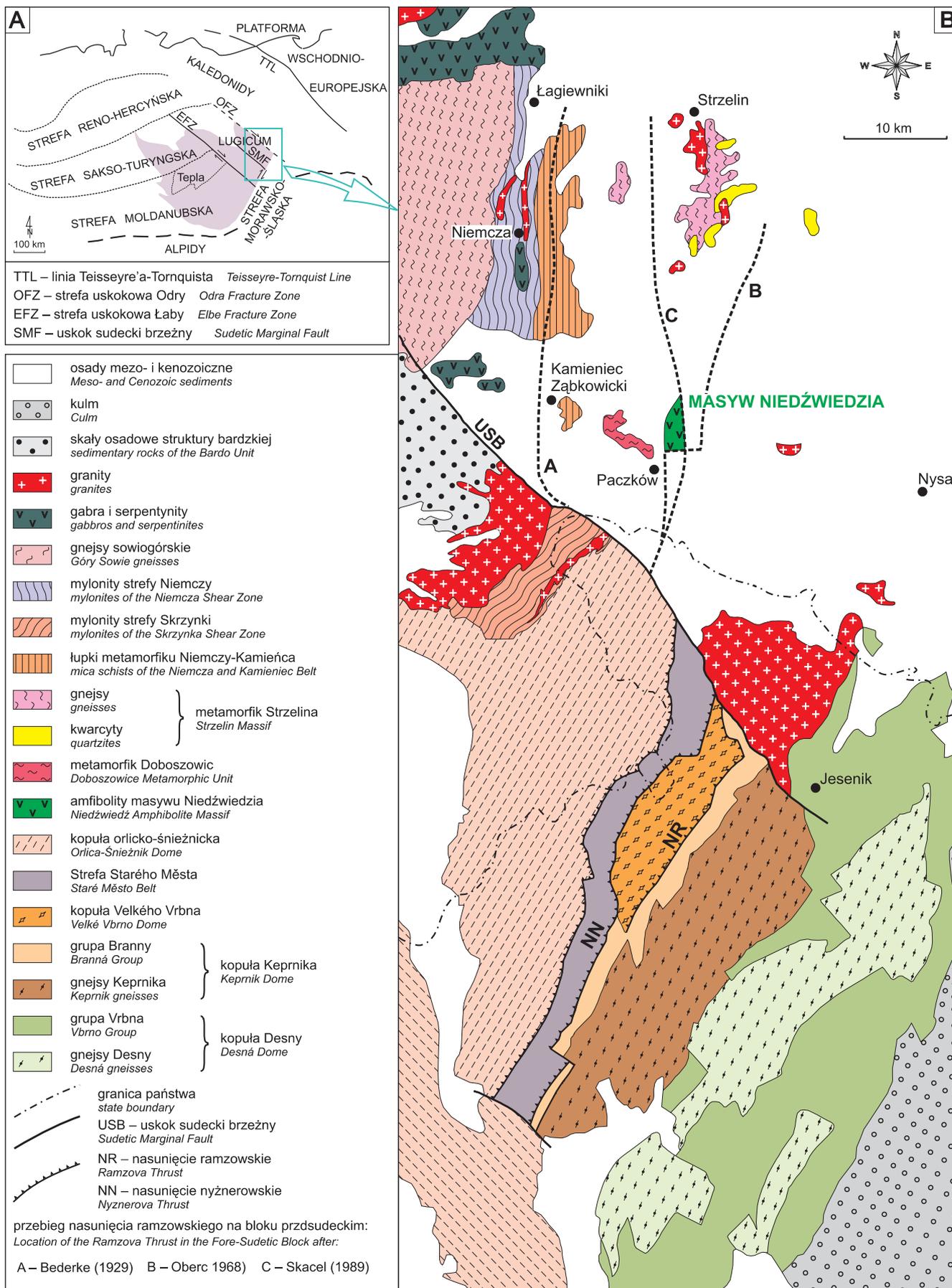
Za strefę graniczną Sudetów zachodnich i wschodnich, a właściwie za najbardziej wschodnią jednostkę domeny zachodniosudeckiej, uważane jest tzw. pasmo Starého Města, położone pomiędzy kopułą orlicko-śniežnicką na zachodzie, a strefą płaszczowin i kopułą morawsko-śląskich na wschodzie. Wzdłuż omawianej strefy granicznej jednostki zachodniosudeckie nasunięte są na wschodniosudeckie. Powstanie tego nasunięcia związane było z rozwojem całej wschodniej krawędzi masywu czeskiego jako waryscyjskiej strefy kolizji, w której terran Moldanubicum/Lugicum, stanowiący fragment skorupy kontynentalnej masywu czeskiego, nasunął się z zachodu ku wschodowi na mikrokontynent Brunovistulicum (m.in. Suess, 1926; Schulmann i in., 1991, 1995a, b; Schulmann, Gayer, 2000; Štípská i in., 2001). Wiek metamorfizmu związanego z kolizją i nasuwaniem się płaszczowin oznaczono na 340–325 Ma w części południowej i 310–300 Ma w części północnej tej strefy (Dallmayer i in., 1992).

Strefa graniczna Sudetów zachodnich i wschodnich była i jest szeroko dyskutowana w literaturze (m. in.: Suess, 1912, 1926; Bederke, 1929, 1931; Svoboda i in., 1964; Oberc, 1968, 1972; Skácel, 1989; Schulmann i in., 1991, 1995a, b; Cymerman, 1993, 1997; Oliver i in., 1993; Cháb i in., 1994;



Fig. 1. Położenie obszaru badań na tle struktur waryscyjskich (A) (Żelaźniewicz, 1995) oraz jednostek geologicznych wschodniej części Sudetów i bloku przedsudeckiego na podstawie mapy Aleksandrowskiego i Mazura (2002) oraz Oberc-Dziedzic i in. (2005) ze zmianami autorki (B)

Location of the study area within the Variscan Belt of Europe (A) (Żelaźniewicz, 1995) and relative to the geological units of the eastern part of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block (B) (modified from Aleksandrowski and Mazur, 2002, and Oberc-Dziedzic *et al.*, 2005)



Cymerman, Piasecki, 1994; Cwojdzński, Żelaźniewicz, 1995; Schulmann, Gayer, 2000; Oberc-Dziedzic, 2001; Kröner, Mazur, 2003; Szczepański, Mazur, 2004; Oberc-Dziedzic i in., 2005). Do problemów szczególnie kontrowersyjnych należy przebieg tej granicy na obszarze bloku przedsudeckiego, gdzie położony jest masyw Niedźwiedzia. Blok przedsudecki, obniżony w stosunku do Sudetów o kilkaset metrów wzdłuż uskoku sudeckiego brzeżnego, jest bowiem wznaczej mierze przykryty przez osady kenozoiku o miąższości dochodzącej miejscami do kilkuset metrów, a w południowo-wschodniej jego części, gdzie przebiega zapewne omawiana granica, skały krystaliczne tworzą jedynie niewielkie, izolowane wychodnie.

W obrębie wschodniej części bloku przesudeckiego (fig. 1B), na wschód od bloku gnejsowego Gór Sowich wyróżnia się, generalnie, następujące jednostki geologiczne (np. Aleksandrowski, Mazur, 2002 i prace tam cytowane):

- strefa Niemczy,
- pasmo Kamieńca,
- masyw Strzelina (pasma Kamieńca i masyw Strzelina bywają też wydzielane wspólnie jako pasmo Kamieńca-Strzelina; Franke, Żelaźniewicz, 2000),
- metamorfik Doboszowic oraz
- masyw Niedźwiedzia.

Ponadto, bezpośrednio na wschód od masywu Niedźwiedzia, położone są niewielkie wychodnie skał krystalicznych znanych jako gnejsy z Lipnik (Oberc, 1972; Cymerman, Jerzmański, 1987; Mazur i in., 1997a), a dalej ku SE w rejonie Maciejowic występują łupki łyszczkowe i gnejsy z żyłami granitów (Cymerman, Jerzmański, 1987; Bobiński, Kozdrój, 1989).

Przebieg granicy między Sudetami zachodnimi i wschodnimi na bloku przedsudeckim jest różnie wyznaczany przez różnych autorów. Bederke (1929, 1931) granicę tą umieszczał na wschód od strefy Niemczy, Oberc (1968) na wschód od masywu Strzelina, Skacel (1989) oraz Franke i Żelaźniewicz (2000), jak też Aleksandrowski i Mazur (2002) umieszczali ją na zachód od masywu Strzelina, a Oberc-Dziedzic i inni (2005) w obrębie metamorfiku Strzelina. Skacel (1989) oraz Aleksandrowski i Mazur (2002), a także Oberc-Dziedzic i inni (2005) wskazują przy tym, że granica ta przebiega wzdłuż wschodniej krawędzi masywu Niedźwiedzia (fig. 1B).

masywu (w jego spągu) występują tzw. gnejsy z Lipnik (np. Mazur i in., 1997a).

Masyw Niedźwiedzia oraz otaczające go serie metamorficzne zostały rozpoznane przez dwa głębokie otwory wiertnicze: Niedźwiedź IG 1 i Niedźwiedź IG 2. Przebiły one, odpowiednio, stropową oraz środkową i spagową część masywu, a także skały metamorficzne występujące w jego osłonie. Powyżej stropu masywu (na zachód od niego) przewiercono różne typy gnejsów, wśród których według Maciejewskiego i Sawickiego (1977) występują odmiany odpowiadające swoim wykształceniem zarówno gnejsom z Doboszowic, jak i z Chałupek. W spągu masywu (na wschód od niego) nawiercona została seria skał określonych jako tzw. seria blastomylonityczna, którą „można by ewentualnie paralelizować z tzw. „warstwami” lub jednostką Branny” w Czechach (Cymerman, Jerzmański, 1987).

Wykonane w ostatnich latach szczegółowe badania petrologiczne i strukturalne wskazują, że gnejsy z Chałupek reprezentują zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej osady ilasto-szarogłazowe (Puziewicz i in., 1999), a gnejsy z Doboszowic stanowią zgnejsowaną i zmetamorfizowaną, syntektoniczną intruzję granitoidową, umiejscowioną w obrębie gnejsów z Chałupek (Puziewicz, Rudolf, 1998). Gnejsy z Doboszowic odpowiadają pod względem geochemicznym peraluminowym granitoidom synkolizyjnym, a wiek ich intruzji wstępnie określono na ok. 380 Ma (Kröner, Mazur, 2003). Gnejsy z Lipnik, uważane wcześniej za skały proterozoiczne, zostały później zinterpretowane jako zdeformowane, późnotektoniczne granity związane z plutonizmem waryscyjskim (Mazur i in., 1997a). Seria blastomylonityczna występująca w spągu masywu Niedźwiedzia powstała zdaniem Cymermana i Jerzmańskiego (1987) z protolitów typu kwarcytów, łupków kwarcowo-skalenicznych (leptytów) oraz wapieni krystalicznych.

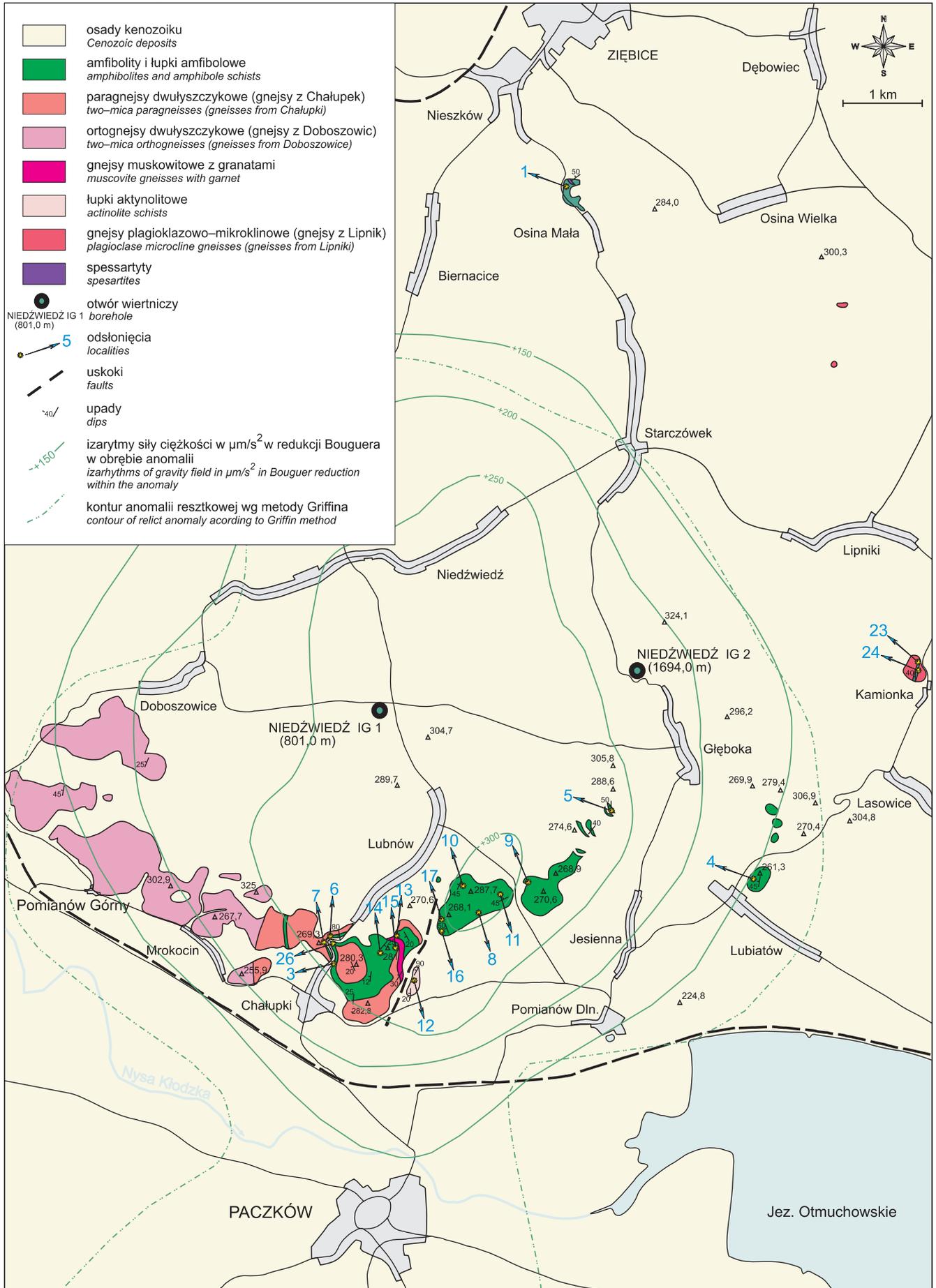
Wstępne wyniki badań geochemicznych serii metamorficznych w otoczeniu masywu Niedźwiedzia (Awdankiewicz, 2003b) sugerują, że gnejsy z Doboszowic, gnejsy z Lipnik, niektóre skały tzw. serii blastomylonitycznej (występujące w spagowej części otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2) oraz granity z Maciejowic mogą stanowić zespół pokrewnych geochemicznie granitoidów, które intrudowały w późnych fazach rozwoju tej części orogenu wary-

SKAŁY KRYSTALICZNE W OTOCZENIU MASYWU NIEDŹWIEDZIA

Serie skalne otaczające masyw amfibolitowy Niedźwiedzia (fig. 2 i 3) reprezentowane są głównie przez gnejsy pochodzenia osadowego, jak i magmowego, których protolity były zapewne w większości wieku paleozoicznego, a ich metamorfizm związany był z orogenezą waryscyjską. Na zachód od masywu (w stropie masywu) występują tzw. gnejsy z Chałupek i gnejsy z Doboszowic, wydzielane łącznie jako tzw. metamorfik Doboszowic (Achramowicz i in., 1995; Puziewicz, Rudolf, 1998; Puziewicz i in., 1999). Na wschód od

Fig. 2. Anomalia geofizyczna masywu Niedźwiedzia na tle budowy geologicznej regionu wraz z lokalizacją otworów wiertniczych i odsłonięć powierzchniowych (na podstawie SMGS w skali 1:25 000: Sawicki, 1959; Baraniecki, 1960; Rembocha, 1967; Badura, 1987, oraz prac: Jerzmański, 1992; Puziewicz, Rudolf, 1998; ze zmianami autorki)

Geological map of the Niedźwiedź Massif area showing the extent of geophysical anomalies and the location of bore-holes and localities sampled for this study (compiled and modified from Sawicki, 1959; Baraniecki, 1960; Rembocha, 1967; Badura, 1987; Jerzmański, 1992; Puziewicz, Rudolf, 1998)



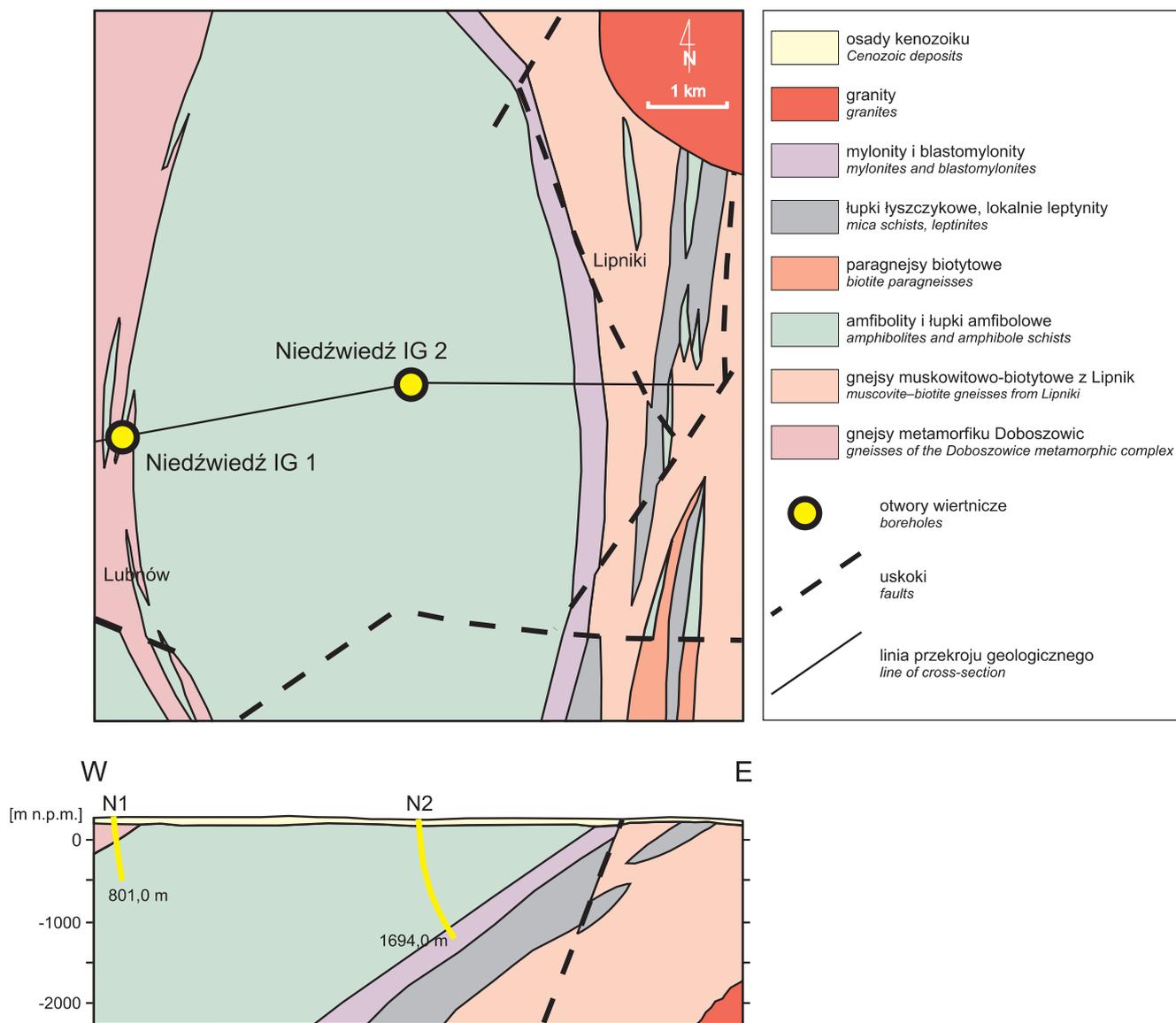


Fig. 3. Fragment mapy geologicznej odkrytej w rejonie anomalii geofizycznej Niedźwiedzia oraz przekrój geologiczny przez masyw amfibolitowy Niedźwiedzia (według Cymermana, vide Jerzmański, 1992)

Geological map (without Cenozoic deposits) and cross-section of the Niedźwiedź amphibolite massif (according to Cymerman, vide Jerzmański, 1992)

scyjskiego, ulegając w różnym stopniu deformacji. Cechy geochemiczne intrudujących magm granitoidowych mogły zmieniać się w czasie: od zbliżonych do magm synkolizyjnych (granity najsilniej zdeformowane), przez późno/postkolizyjne, do wewnątrzpłytkowych (granity niezdeformowane). Odrębną i dosyć jednorodną geochemicznie grupę skał, powstałych w efekcie metamorfizmu łupków ilastych i wak, stanowią: gnejsy z Chałupek, gnejsy występujące w stropie otworu wiertniczego Niedźwiedź oraz wkładki ciemnych gnejsów i łupków spotykane wśród leukokratycznych gnejsów z Doboszwic.

Wymienione skały metamorficzne rejestrują wieloetapowe deformacje i metamorfizm związane z orogenezą waryscyjską. Achramowicz i inni (1995) wskazywali na cztery etapy deformacji w zmieniających się warunkach ciśnienia i temperatur. Najstarsze dwa etapy deformacji i metamorfizmu zachodziły w warunkach odpowiadających facji granulitowej z przejściem do amfibolitowej (temperatury rzędu 920°C), a następnie w warunkach facji amfibolitowej i epidotowo-amfibolitowej. W tym czasie została też umiejscowiona intruzja Doboszwic. Na kolejnym etapie miała miejsce deformacja intruzji i powstanie ortognejsów, przy ciśnieniu

niach poniżej 7–9 kbar i w temperaturach między 630–580°C a 560°C. Deformacje najmłodszej fazy zachodziły w temperaturach około 500°C.

Najbardziej kompleksowy jak dotąd model ewolucji strukturalnej i metamorficznej serii krystalicznych w sąsiedztwie masywu Niedźwiedzia przedstawili Mazur i inni (1997a, b). Zdaniem tych autorów na omawianym obszarze zaznaczyły się trzy etapy deformacji, z których dwa pierwsze odpowiadały nasunięciom, a trzeci ekstensji zachodzącej w końcowej fazie ewolucji orogenu. Etap D₁ zaznaczył się w paragnejcach z Chałupek oraz gruboblastycznych łupkach łyszczykowych okolic Kamieńca Ząbkowickiego i charakteryzował się transportem tektonicznym ku wschodowi, w warunkach górnego przedziału temperatur facji amfibolitowej. Uformowała się wtedy płaszczowinowa budowa omawianego obszaru, przy czym płaszczowiny zbudowane z paragnejców i łupków nasunęły się na masyw Niedźwiedzia wzdłuż tzw. nasunięcia Paczkowa. Etap D₂ zapisał się w ortognejsach z Doboszowic, grubo- i drobnoblastycznych łupkach łyszczykowych okolic Kamieńca Ząbkowickiego oraz w przegubach i na krótszych skrzydłach fałdów w paragnejcach z Chałupek. Ten etap deformacji związany był z transportem tektonicznym ku NE, przy spadku temperatury w warunkach średniociśnieniowego przedziału facji amfibolitowej. Na etapie tym powstała makrosynklina, w której jądro intrudowały magmy granitowe (protolit ortognejsów z Doboszowic). Etap D₃ zaznaczył się w drobnoblastycznych łupkach łyszczykowych metamorfiku Kamieńca, w późnotektonicznych granitach z Lipnik oraz mylonitach strefy Niemczy. Według cytowanych autorów etap ten związany był z kolapsem ekstensyjnym ku WSW zachodzącym w warunkach retrogresji i był odpowiedzialny za powstanie przesuwczej strefy podatnego ścinania rozwiniętej w gnejsach wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego.

MASYW AMFIBOLITOWY NIEDŹWIEDZIA

Położenie i zasięg występowania, wśród zespołów gnejsowo-łupkowych SE części bloku przedsudeckiego, amfibolitów tworzących masyw Niedźwiedzia wyznaczone są głównie na podstawie danych geofizycznych oraz wierceń (fig. 2 i 3). Powierzchniowe odsłonięcia amfibolitów są nieliczne i zgrupowane w stosunkowo wąskim pasie wychodni w południowej części masywu.

Badania metabazytów masywu Niedźwiedzia prowadzone w latach 70. i 80. (Maciejewski, Sawicki, 1977; Jerzmański i in., 1984; Cymerman, 1986; Cymerman, Jerzmański, 1987; Jerzmański, 1991, 1992) koncentrowały się głównie na zagadnieniach geologicznych i strukturalnych. Prace te pozwoliły na stwierdzenie, że metabazyty tworzą wrzecionowate ciało o miąższości ok. 3800 m i długości ok. 20 km (fig. 3), tkwiące wśród gnejsów amfibolowych, biotytowych i leukokratycznych (w stropie) oraz zmylonizowanych kwarcytów, łupków kwarcowo-skaleniovych i podrzędnie wapieni krystalicznych (w spagu). Przewiercone w obydwu otworach

skały metamorficzne autorzy zaliczyli do górnego proterozoiku i starszego paleozoiku. Serię amfibolitową podzielili następnie na dwa główne człony: amfibolity właściwe oraz skały pokrewne, do których zaliczyli łupki i gnejsy amfibolowe. Przeprowadzone badania petrograficzne wykazały, że amfibolity stanowią bardzo zróżnicowany strukturalnie, teksturalnie i petrograficznie kompleks skalny. Zróżnicowanie to obserwowane było zarówno w skali całego profilu, jak i często w skali kilku czy kilkunastu centymetrów. Ze względu na formę i sposób rozmieszczenia jasno zabarwionych składników mineralnych (skaleń, zoizyt) w stosunku do ciemnych (hornblendy) wyróżnili następujące odmiany strukturalne: jednorodną, cętkowaną, smużystą i wstęgowaną (laminowaną). Natomiast ze względu na skład mineralny wydzielili oni amfibolity: hornblendowo-plagioklazowe, hornblendowo-plagioklazowo-epidotowe, hornblendowe, hornblendowo-epidotowe, hornblendowo-granatowe i hornblendowo-piroksenowe. W obrębie amfibolitów właściwych stwierdzono występowanie różnego rodzaju wkładek skał spokrewnionych genetycznie z amfibolitami bądź też z niżej leżącą serią blastomylonityczną. Należą do nich m.in.: skały amfibolowo-granatowe, amfibolowo-granatowo-epidotowo-kwarcowe, granatowo-kwarcowe, aktynolitowo-zoizytowe, czy też skały kwarcowo-skaleniovowe lub węglanowe (Jerzmański, 1992). Z badań petrograficznych wykonanych przez Kuralową i Maciejewskiego (1992) wynika, że wszystkie wymienione skały uległy metamorfizmowi regionalnemu w warunkach średniociśnieniowej facji amfibolitowej, a następnie metamorfizmowi dynamicznemu (kataklazie i mylonitacji). Minimalny wiek metamorfizmu amfibolitów określono wstępnie metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar na 376 Ma (Steltenpohl i in., 1993; Cymerman, Awdankiewicz, 1995). Przeprowadzone badania geochemiczne, oparte przede wszystkim na pierwiastkach głównych, wykazały, iż skały wyjściowe reprezentowały już pierwotnie zróżnicowany zespół skał, których protolitem były zasadowe skały wulkaniczne typu niskopotasowych toleatów łuków wulkanicznych (Kuralowa, Maciejewski, 1992). Badania strukturalne (Cymerman, 1986; Cymerman, Jerzmański, 1987) przeprowadzone zostały na podstawie materiału pochodzącego z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2 oraz z naturalnych odsłoneń powierzchniowych znajdujących się w jego najbliższej okolicy. Wyniki tych badań wskazywały na czteroetapową historię deformacji tektonicznej i analogie z innymi kompleksami metamorficznymi Sudetów, jak np. metamorfik Śnieżnika. Pierwsze etapy należeć miały prawdopodobnie do faz kaledońsko-waryscyjskich, bądź starowaryscyjskich, czwarty natomiast etap mógł mieć związek z intruzją magmy granitowej w rejonie Strzelina–Żulovej, analogicznie jak w pobliskich masywach Jesenika i Sobotina w Czechach (Jerzmański, 1992).

Wyniki nowszych badań geochemicznych amfibolitów z otworu Niedźwiedź IG 1 i IG 2 (Awdankiewicz, 1996, 1997, 2000, 2001) wykazały większe zróżnicowanie geochemiczne metabazytów oraz korelację cech geochemicznych i petrograficznych we wschodniej części masywu. W profilu otworu Niedźwiedź IG 2 metabazyty o cechach bazaltów toleitowych (reprezentowane m.in. przez amfibolity zoizytowe) zastępowane są ku dołowi przez metabazyty o cechach

bazaltów przejściowych (amfibolity o zmiennej zawartości granatu i epidotowe). Uznano, że zróżnicowanie geochemiczne metabazytów związane mogło być głównie z heterogenicznością płaszczowych źródeł magm. Geochemią amfibolitów masywu Niedźwiedzia zajmowali się także Gunia i Wojciechowska (1996). Autorzy ci stwierdzili, że amfibolity występujące w okolicy Pomianowa Górnego, w zachodniej części masywu, mają charakter wysokotytanowych bazaltów wewnątrzplytowych.

Nowych danych dotyczących warunków metamorfizmu metabazytów dostarczyły badania Puziewicz i Olejniczak (1997, 1998), Puziewicz i innych (1999) oraz Puziewicz i Koepke (2001). Według tych autorów metabazyty podlegały kilkietapowemu metamorfizmowi w zmieniających się warunkach ciśnienia i temperatury, od pogranicza facji amfibolitowej i granulitowej, do facji epidotowo-amfibolitowej. We wczesnych etapach metamorfizmu metabazyty uległy

częściowemu stopieniu, a w młodszych, retrogresywnych stadiach metamorfizmu wykształciła się w nich foliacja. Puziewicz (1998) opisał leukokratyczne segregacje o składzie tonalitów, występujące w amfibolitach okolic Lubnowa, wskazał na ich anatektyczną genezę oraz magmowe pochodzenie występującego w tych skałach epidotu. Wymienieni autorzy podali też oznaczenia geotermobarometryczne dotyczące amfibolitów. Według Puziewicza i Koepke (2001) amfibolity granatowe („granofelsy granatowo-hornblendowe”) krystalizowały przy ciśnieniach 12–13 kbar i temperaturach 790°C. W czasie późniejszej retrogresji i krystalizacji amfibolitów epidotowych ciśnienia przekraczały 3,3 kbar przy temperaturze ok. 700°C (Puziewicz, Olejniczak, 1997). Z kolei Puziewicz i inni (1999) wskazywali na temperatury rzędu 700–740°C przy ciśnieniach 8–10 kbar w czasie najstarszej fazy deformacji i metamorfizmu, zarejestrowanej we wkładkach amfibolitów w paragnejsach z Chałupek.

METODY BADAŃ

Podstawą przeprowadzonych badań był szczegółowy przegląd i opróbowanie rdzeni z otworów wiertniczych Niedźwiedź IG 1 i Niedźwiedź IG 2. Rdzenie z obydwu otworów, z różnych względów, również lokalowych, zostały w minionych latach w znacznym stopniu zredukowane. Tym niemniej, stanowią wciąż obfity i reprezentatywny materiał badawczy. W chwili obecnej z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 1 zachowanych jest ok. 300 próbek skał (łącznie ok. 30 m długości), natomiast z otworu Niedźwiedź IG 2 pozostało 40 skrzynek reprezentujących 1-metrowe (rzadziej 2-metrowe) odcinki rdzenia z różnych interwałów oraz około 500 próbek z różnych głębokości. Z całego dostępnego materiału wybrano ok. 100 reprezentatywnych próbek do dalszych badań.

Dla pełnej charakterystyki budowy geologicznej masywu Niedźwiedzia przeprowadzono także badania powierzchniowych odsłoneń metabazytów (fig. 2, tab. 1). W sumie z 26 odsłoneń powierzchniowych zebrano ok. 100 próbek skał.

Na podstawie obserwacji makroskopowych próbek i mikroskopowych badań płytek cienkich (ok. 500 szlifów archiwalnych oraz ok. 120 nowo wykonanych), wytypowano zestaw 123 reprezentatywnych próbek metabazytów do dalszych badań, które obejmowały:

- oznaczenia pierwiastków głównych i śladowych w 123 próbach metodą fluorescencji rentgenowskiej (XRF); analizy 37 próbek z otworu Niedźwiedź IG 2 wykonane zostały w Keele University na aparacie ARL 8420; 86 analiz próbek z otworu Niedźwiedź IG 1 oraz z odsłoneń powierzchniowych wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego (CLCh PIG) w Warszawie na aparacie Philips PW 2400;

- oznaczenia pierwiastków ziem rzadkich (REE), Th, U, Ta, Sc, Cs i Hf w 10 próbkach metodą instrumentalnej neutronowej analizy aktywacyjnej (INAA; reaktor 2MW Pool Type, pomiar promieniowania gamma przez detektory Ge

- ORTEC i CANBERRA) oraz spektrometrii mas ze wzbudzeniem plazmowym (ICP/MS, spektrometr Perkin Elmer ELAN 6000); analizy te wykonano w Activation Laboratories Ltd w Kanadzie;

- oznaczenia pierwiastków ziem rzadkich (REE), Th, Y i Sc w 32 próbach metodą spektrometrii emisyjnej ze wzbudzeniem plazmowym (ICP/AES); analizy te wykonano w Warszawie w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego (CLCh PIG) przy użyciu spektrometru ICP firmy Jobin-Yvon model 70 Plus Geoplasma.

Pełny zestaw wykonanych analiz chemicznych skał oraz szczegółowe dane dotyczące metodyki, aparatury i granic oznaczalności zawierają załączniki 9, 10 i 10a dostępne w pracy doktorskiej Awdankiewicz (2003a). Dla próbek analizowanych w Keele University szczegóły dotyczące metodyki analiz, precyzji i progów wykrywalności zawarte są w pracy Floyda i Castillo (1992).

Na podstawie danych geochemicznych i petrograficznych, wytypowano 7 próbek w celu wykonania oznaczeń składu chemicznego minerałów na mikrosondzie elektronowej. Wykonano łącznie 215 analiz minerałów. Większość analiz zestawiona jest w załącznikach od 2 do 8 w pracy doktorskiej Awdankiewicz (2003a). W 4 próbkach oznaczenia wykonano w Pracowni Analitycznej Zakładu Mineralogii i Petrologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego na mikrosondzie Cambridge MK9 (warunki analizy: napięcie 15 kV, prąd wiązki 50 nA, czas zliczeń 15 s, korekcja ZAF). Skład chemiczny minerałów w 3 próbkach oznaczono w Zakładzie Petrologii Pracowni Mikroskopii Elektronowej PIG korzystając z urządzenia EDS-ISIS (Oxford Instruments), współpracującej z mikroskopem skaningowym JSM-35, z wykorzystaniem programu PB-Quant oraz korekcji ZAF.

Tabela 1

Zestawienie odsłoneń powierzchniowych oraz zebranych próbek

A list of surface exposures and samples of the metabasites

Numer odsłoneń	Współrzędne topograficzne	Lokalizacja odsłoneń	Numery próbek
1	729,18; 505,78	Osina Mała, nieczynny łom amfibolitu, 100 m na E od drogi z Ziębic do Starczówka	1–3
3	726,32; 495,95	Chałupki, skarpa po E stronie drogi, 30 m przed zakretem w lewo	10–11
4	731,66; 497,15	Lubiatów, nieczynny kamieniołom amfibolitu na NE od Lubnowa, na wzniesieniu 261.3 m n.p.m.	21–33
5	729,78; 498,00	nieczynny łom amfibolitu między Głęboką a Jesienną, na S stokach wzniesienia 288.6 m n.p.m.	34–38
6	726,35; 496,32	Chałupki, skarpa po W stronie drogi z Chałupek do Lubnowa, za mostem, a przed końcem zabudowań	39–46
7	726,26; 496,23	Chałupki, NE stoki wzniesienia 269.3, skarpa po W stronie drogi z Chałupek do Lubnowa, przed mostem	47–58
8	728,20; 496,62	Lubnów, nieczynny kamieniołom na E od Lubnowa, na SE stokach wzniesienia 287.7 m n.p.m.	59–64
9	728,72; 497,04	łom amfibolitu na E od Lubnowa, ok. 150 m na NE od drogi z Lubnowa do Pomianowa Dln., na W stokach wzniesienia 270.6 m n.p.m.	65–73
10	A	N skarpa wrzynki polnej drogi, ok. 600 m na E od Lubnowa, 200 m na NWW od wzniesienia 287.7 m n.p.m.	74–75
	B	luźne bloczki na polu	76
11	A	kilka odsłoneń w drodze przez las, 250 m na E od wzniesienia 287.7 m n.p.m., a 100 m na W od drogi z Lubnowa do Pomianowa Dln.	77
	B		78
	C		79
12	727,36; 495,76	pagórek na środku pola, ok. 280 m na NNW od drogi z Jesiennej do Chałupek, odsłonięcie u podstawy pagórka	80
13	727,12; 496,34	nieczynny łom gnejsu z wkładkami amfibolitu (tylko w bloczkach), na E od Chałupek, na wzniesieniu 281 m n.p.m.	81–82
14	727,00; 496,20	nieczynny łom gnejsu z wkładkami amfibolitu (tylko w bloczkach), 200 m na SW od odsłoneń 13	83–84
15	727,18; 496,20	blokowisko na SE stokach wzniesienia 281 m n.p.m., 200 m na E od punktu 14 i 130 m na SSE od punktu 13	85–86
16	727,70; 496,44	nieczynny łom amfibolitu, ok. 1 km na E od placu sportowego w Lubnowie i ok. 200 m na SE od wzniesienia 268.1 m n.p.m.	87
17	727,68; 496,52	blokowisko 100 m na SE od szczytu wzniesienia 268.1 m n.p.m.	88–89
23	733,60; 499,84	Lipniki (N część), nieczynny kamieniołom gnejsu z wkładką amfibolitów, 100 m na W od drogi z Lipnik do Lasowic	112
24	733,68; 499,66	Lipniki (S część), nieczynny kamieniołom gnejsu z wkładką amfibolitów, 100 m na W od drogi z Lipnik do Lasowic	4–9 117, 119
26	726,40; 496,18	Chałupki, skałki po E stronie drogi z Chałupek do Lubnowa, za ostatnimi budynkami w N części wsi, tuż przed ostrym zakretem i mostem na rzece, NW stoki wzniesienia 280.3 m n.p.m.	129, 131

ZRÓŻNICOWANIE PETROGRAFICZNE AMFIBOLITÓW MASYWU NIEDŹWIEDZIA

ODMIANY AMFIBOLITÓW I SKAŁ TOWARZYSZĄCYCH

W otworach wiertniczych Niedźwiedź IG 1 i IG 2 przewiercona została większa część masywu Niedźwiedzia, odpowiadająca ponad 2/3 jego całkowitej miąższości (ok. 2,5 km rdzenia, w tym 2,1 km w obrębie amfibolitów, przy

miąższości masywu rzędu 3,3–3,8 km¹). Otwory 1 i 2 przebiły, odpowiednio, górną i dolną część masywu, w swoich skrajnych odcinkach wchodząc częściowo w strefę środkową. Centralna partia masywu pozostała jednak poza zasięgiem wierceń. Skały masywu dostępne są do badań również w około 20 naturalnych i sztucznych odsłonięciach na po-

¹ Miąższość 3,8 km podawana m.in. w opracowaniu pod redakcją Jerzmańskiego (1992) wydaje się nieco zawyżona. Na przekroju geologicznym zamieszczonym w wymienionej pracy miąższość masywu wynosi ok. 3,3 km.

wierzchni. Rozmieszczenie odsłoneń jest jednak wyraźnie asymetryczne: położenie większości z nich odpowiada górnej części masywu, przewierconej w otworze 1, a odsłonecia odpowiadające centralnej i dolnej części masywu są bardzo nieliczne (fig. 2).

Masyw metabazytowy Niedźwiedzia zbudowany jest niemal wyłącznie z amfibolitów. W brzeźnych częściach masywu skały te występują na przemian z gnejsami (w stropie) oraz z gnejsami, łupkami, skałami węglanowymi i skałami blastomylonitycznymi (w spągu). Wewnątrz masywu amfibolity tworzą zwartą masę, w obrębie której tylko sporadycznie występują cienkie wkładki skał typu łupków zieleńcowych. Amfibolity są jednak silnie niejednorodne pod względem petrograficznym i strukturalnym, a ich charakterystyczną cechą jest bardzo wyraźnie zaznaczone warstwowanie (ang. *layering*), przejawiające się występowaniem pakietów o grubości od centymetrów do metrów, różniących się składem mineralnym i/lub strukturą (tabl. I, fig. 1–4).

W niniejszej pracy za główne kryterium klasyfikacji amfibolitów przyjęto ich skład mineralny, a w szczególności rodzaj minerałów pobocznych towarzyszących minerałom głównym: amfibolom i plagioklazom. Podobny podział amfibolitów stosowany był w opracowaniach archiwalnych otworów Niedźwiedź IG 1 i IG 2 oraz późniejszych materiałach publikowanych (Maciejewski, Sawicki, 1977; Jerzmański i in., 1984; Jerzmański, 1992). Skład mineralny badanych amfibolitów zmienia się w dosyć szerokich granicach (tab. 2) jednak z reguły skały te zawierają w znaczących ilościach (powyżej 5% obj.) nie więcej niż jeden minerał poboczny (np. biotyt, minerał z grupy epidotu, granat lub piroksen). Pozwala to na wydzielenie następujących głównych odmian amfibolitów:

- „zwyczajne” (zbudowane niemal wyłącznie z hornblendy i plagioklazu, zawartość minerałów pobocznych <5%),
- biotytowe,
- epidotowe,
- zoizytowe,
- granatowe,
- piroksenowo-granatowe.

Amfibolity o pośrednim składzie mineralnym, zawierające w większych ilościach (> 5% obj.) więcej niż jeden minerał poboczny (np. biotyt lub epidot oprócz granatu, epidot oprócz zoizytu itd.) spotykane są stosunkowo rzadko. Cechy petrograficzne takich amfibolitów nie odbiegają przy tym od wyróżnionych powyżej głównych odmian. Dla uproszczenia klasyfikacji przyjęto zasadę pomijania w nazwie takich skał ilościowo podrzędnych minerałów pobocznych. Od zasady tej odstąpiono jedynie w wypadku amfibolitów piroksenowo-granatowych. Chociaż piroksen jest podrzędny w stosunku do granatu, amfibolity tego typu zostały wydzielone jako osobna odmiana z uwagi na znaczenie petrogenetyczne piroksenu.

Amfibolity masywu Niedźwiedzia z reguły wykazują wyraźnie zaznaczone złupkowanie (foliację – ang. *schistosity*). Podrzednie występują amfibolity prawie pozbawione foliacji, niemal masywne. Foliacja wyznaczona jest poprzez subrownoległe ułożenie słupków amfiboli i/lub smużek jasnych składników mineralnych. Stopień segregacji jasnych i ciemnych minerałów oraz ich wzajemne ułożenie zmieniają się w szerokich granicach. Zróżnicowanie tych cech pozwala na wydzielenie (nawiązując do prac: Maciejewski, Sawicki, 1977; Jerzmański i in., 1984; Jerzmański, 1992) takich odmian amfibolitów, jak:

- jednorodne (brak wyraźnej segregacji jasnych i ciemnych składników, stosunkowo słabo zaznaczone złupkowanie),

Tabela 2

Orientacyjny (szacunkowy) skład mineralny [% objętościowe] głównych odmian metabazytów masywu Niedźwiedzia

Approximate modal composition [vol. %] of the metabasites of the Niedźwiedź Massif

Odmiany petrograficzne	Hbl	Pl	Qtz	Grt	Zo	Ep	Px	Bt	Ttn	Opq	Inne
Amfibolit zwyczajny	30–90	5–57	3–30	1	–	1–5	–	1–4	1–7	1–30	chl(<5), cal(<5), ap
Amfibolit biotytowy	20–68	5–30	5–30	5	–	1–5	–	2–10	1–9	1–10	cal, chl, ap, kfs (2)
Amfibolit epidotowy	30–70	4–16	4–20	1–3	2–3	10–50	–	1	1–7	1–10	cal (<5), chl, act
Amfibolit zoizytowy	40–70	3–10	2–10	–	20–60	2–5	1	–	–	1	chl, cal
Amfibolit granatowy	30–75	3–20	3–20	5–55	1–15	1–10	3–4	2	1–10	1–10	ap, chl, cal, zr
Amfibolit piroksenowo-granatowy	30–70	2–10	2–10	15–40	4	1–5	2–15	2	1–3	1	chl

Symbole minerałów wg Kretza, *symbols of minerals after Krentz* (1983): Hbl – hornblenda, *hornblende*; Pl – plagioklaz, *plagioclase*; Qtz – kwarc, *quartz*; Grt – granat, *garnet*; Zo – zoizyt, *zoisite*; Ep – epidot, *epidote*; Px – piroksen, *pyroxene*; Bt – biotyt, *biotite*; Ttn – tytanit, *titanite*; Opq – minerały nieprzezroczyste, *opaques*; inne, *other minerals* (chl – chloryt, *chlorite*; cal – kalcyt, *calcite*, ap – apatyt, *apatite*; kfs – skaleń potasowy, *K-feldspar*; act – aktyolit, *actinolite*; zr – cyrkon, *zircon*)

- cętkowane i smużyste (jasne składniki występują w formie nieregularnych plam lub smużek, foliacja słaba lub wyraźna),

- laminowane (jasne składniki w formie wyraźnych laminy o grubości kilku mm, rzadziej większej).

Podobnie silnie zróżnicowana jest wielkość kryształów, co pozwala na wydzielenie amfibolitów:

- drobnoblastycznych (wielkość blastów <2 mm),
- średnioblastycznych (2–5 mm),
- gruboblastycznych (>5 mm) oraz
- porfiroblastycznych.

Nie obserwuje się stałych związków między składem mineralnym a strukturą amfibolitów – każda z wyróżnionych odmian mineralnych wykazuje szeroki zakres zmienności cech strukturalnych. Jedynie niektóre z tych cech wyraźniej nawiązują do składu mineralnego skał, a w szczególności:

- struktury porfiroblastyczne, najczęściej średnio-, rzadziej gruboblastyczne, są typowe dla amfibolitów granatowych; Pendias i Sylwestrzak (1992) opisali z masywu Niedźwiedzia amfibolity granatowe, w których porfiroblasty tego minerału osiągały 2 cm średnicy (w dostępnych obecnie archiwalnych próbkach i płytkach cienkich największe granaty nie przekraczają wielkości 15 mm);

- struktury gruboblastyczne spotykane są przede wszystkim w amfibolitach zwyczajnych ubogich w składniki jasne; w skrajnych wypadkach, w niemal monomineralnych amfibolitach hornblendowych, kryształy amfibolu osiągają wielkość ok. 5 cm; struktury gruboblastyczne występują także w niektórych amfibolitach zoizytowych, gdzie subautomorficzne słupki zoizytu osiągają długość ok. 3 cm;

- wyraźna laminacja występuje głównie w amfibolitach bogatych w plagioklaz i kwarc, rzadziej w amfibolitach epidotowych lub zoizytowych.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA GŁÓWNYCH ODMIAN AMFIBOLITÓW

Amfibolity zwyczajne

Amfibolity zwyczajne (tabl. I, fig. 5–8) są najczęściej skałami o strukturze średnio- lub drobnoblastycznej i wyraźnej foliacji, wyznaczonej przez kierunkowe ułożenie głównych składników – blastów hornblendy i smużek kwarcowo-plagioklazowych. Rzadziej spotyka się melanokratyczne, niemal monomineralne amfibolity hornblendowe, charakteryzujące się grubo- lub bardzo gruboblastyczną strukturą i bardzo słabo widoczną foliacją (tabl. I, fig. 8).

Główny składnik omawianych skał – hornblenda – występuje w formie subautomorficznych lub ksenomorficznych blastów o zróżnicowanej wielkości (tabl. II). Wykazuje z reguły intensywne zabarwienie i pleochroizm w odcieniach od brązowozielonego/bladozielonego do ciemnozielonego lub seledynowego. Zwykle hornblenda jest lekko plamista z uwagi na odbarwienia lub zmętnienia (liczne drobne, nieoznaczalne optycznie wrostki). Niekiedy można obser-

wować budowę pasową hornblendy, przejawiającą się intensywniejszym zabarwieniem na brzegach blastów (tabl. II, fig. 2, 5). Miejscami, na brzegach blastów, dostrzec można zastępowanie hornblendy przez chloryt (tabl. II, fig. 1–3) lub pręcikowy amfibol typu aktynolitu.

Plagioklaz i kwarc zwykle tworzą smużyste agregaty złożone z ksenomorficznych blastów o zróżnicowanej wielkości, przy czym większe blasty plagioklazu otoczone są przez drobne blasty kwarcowe. Niekiedy obydwa minerały mają zbliżone rozmiary i tworzą granoblastyczną, poligonalną mozaikę (tabl. II, fig. 4). Plagioklaz bywa lekko zserycytowany, a sporadycznie ulega saussurytyzacji (zastępowanie przez drobne kryształki kalcytu i klinozoizytu).

Pozostałe, akcesoryczne składniki omawianych amfibolitów (ilmenit, piryt, tytanit, rzadko apatyt, sporadycznie cyrkon) występują jako drobne kryształy tworzące wrostki w głównych minerałach. W niektórych próbkach obserwuje się obwódki tytanitu na ilmencie. Niekiedy pojawiają się pojedyncze blasty granatów, minerałów grupy epidotu i biotyty.

Amfibolity biotytowe

Wyróżniające cechy amfibolitów biotytowych to, oprócz występowania w nich istotnych ilości biotyty, znaczna zwykle zawartość składników jasnych – plagioklazu i kwarcu, często drobnoblastyczna struktura oraz laminacja (tabl. III, fig. 1–4). W odmianach drobnoblastycznych występują laminy bogate w biotyt, niekiedy silnie sfałdowane. W odmianach o strukturze średnio- lub gruboblastycznej są to naprzemianległe jasne i ciemne laminy, o zmiennych proporcjach hornblendy, plagioklazu i kwarcu.

W obrazie mikroskopowym amfibolity biotytowe pod wieloma względami przypominają omówione powyżej amfibolity zwyczajne. Główny składnik tych skał, hornblenda, tworzy ksenomorficzne lub subautomorficzne blasty, wydłużone zwykle zgodnie z foliacją skały (tabl. III, fig. 4). Większe porfiroblasty hornblendy bywają ustawione skośnie do kierunku głównej foliacji (tabl. III, fig. 5 i 6). Często obserwuje się hornblendy z wyraźną budową pasową (tabl. III, fig. 5 i 6). Centralne części pasowych blastów mają blado-brunatną lub zielonobrunatną barwę, często są również niejednorodne i zawierają liczne, bardzo drobne wrostki. Brzegi blastów wykazują zieloną barwę i niekiedy przechodzą w pręcikowy amfibol typu aktynolitu.

Biotyt zwykle pojawia się w sąsiedztwie blastów hornblendy, na ich brzegach lub wzdłuż płaszczyzn łupliwości (tabl. III, fig. 4–8). Niekiedy hornblenda jest całkowicie zastąpiona przez agregat drobnych tabliczek biotyty. W niektórych próbkach obserwować można zgodne z foliacją laminy biotytowe lub skośnie do foliacji żyłki biotytowe, jak również sieć cienkich żyłek biotytowych przebiegających wzdłuż granic blastów plagioklazu i kwarcu (tabl. III, fig. 7).

Plagioklaz i kwarc tworzą wydłużone smużki lub laminy zbudowane z ksenomorficznych blastów. Drobne blasty kwarcowe na ogół otulają większe blasty plagioklazu (tabl. III, fig. 8), ale niekiedy obydwa minerały mają zbliżone roz-

miary i tworzą poligonalną, granoblastyczną mozaikę. Stosunkowo często plagioklaz jest zsercytyzowany. W próbce 192,0 z otworu Niedźwiedź IG 1 występuje ponadto skałen potasowy. Najczęściej można go spotkać w formie drobnych wrostków w blastach plagioklazu (tabl. III, fig. 8).

Akcesoryczne składniki amfibolitów biotytowych stanowią: tytanit, minerały nieprzezroczyste (ilmenit ?), apatyt i cyrkon. Występują one w formie drobnych, subautomorficznych i automorficznych wrostków w głównych składnikach mineralnych. Tytanit z reguły znacznie przeważa ilościowo nad ilmenitem.

Amfibolity granatowe

Amfibolity granatowe (tabl. IV, fig. 1–4) są skałami o strukturze średnio- lub gruboblastycznej i z reguły porfiroblastycznej. Rzadziej spotyka się odmiany drobnoblastyczne i homeoblastyczne. W niektórych próbach widoczne jest gradacyjne zróżnicowanie wielkości i ilości porfiroblastów granatu. Foliacja jest zwykle wyraźna, a wyznacza ją wydłużenie blastów hornblendy oraz smużki kwarcowo-plagioklazowe. Odmiany laminowane są raczej rzadko spotykane.

Hornblenda tworzy subautomorficzne blasty o silnym pleochroizmie i barwie od żółtawozielonej i zielonawobrązowej do ciemnozielonej i seledynowej (tabl. IV, fig. 5, 6, również pozostałe mikrografie). Większość blastów wykazuje niewielkie, plamiste zróżnicowanie barw pleochroicznych. W hornblendach sąsiadujących z porfiroblastami granatów zwykle pojawia się wyraźna budowa pasowa (tabl. IV, fig. 7, 8).

Porfiroblasty granatów prawie zawsze zawierają różnorodnie wykształcone wrostki innych minerałów (tabl. V). Najczęściej spotykane są wrostki: plagioklazu, kwarcu, hornblendy i tytanitu (tabl. V, fig. 1–4). Charakterystyczne są również bardzo drobne inkluzje tytanitu i/lub kalcytu. Wrostki te bywają rozmieszczone pasowo, koncentrując się w jądrach porfiroblastów, a w niektórych próbkach układ wrostków w stosunku do foliacji w skale jest niezgodny, wskazuje na co najmniej dwa etapy rozwoju foliacji (tabl. V, fig. 5). Ponadto porfiroblasty są z reguły silnie spękane i pocięte siecią drobnych żyłek minerałów grupy epidotu i chlorytu (tabl. IV, fig. 7, 8). Minerale te tworzą niekiedy obwódki na porfiroblastach lub pseudomorfozy zawierające nieliczne, skorodowane relikty granatu (tabl. V, fig. 6). W niektórych próbkach granat posiada też obwódki zbudowane z plagioklazu i pręcikowej hornblendy (tabl. IV, fig. 6).

Plagioklaz i kwarc występują w niewielkich ilościach, tworzą smużyste agregaty ksenomorficznych blastów o zróżnicowanej wielkości, rzadziej granoblastyczną mozaikę.

Minerały akcesoryczne reprezentowane są przez tytanit oraz minerały nieprzezroczyste, podrzędnie apatyt.

Amfibolity piroksenowo-granatowe

Amfibolity piroksenowo-granatowe pod względem swoich głównych, makroskopowych cech strukturalnych przy-

pominają omówione powyżej amfibolity granatowe. Występujący w tych skałach klinopiroksen ma z reguły charakter reliktu zastępowanego przez inne minerały. Cechy teksturalne amfibolitów piroksenowo-granatowych są dosyć silnie zróżnicowane.

Najczęściej spotykany typ amfibolitu piroksenowo-granatowego reprezentuje m.in. próbka 820,8B z otworu Niedźwiedź IG 2 (tabl. V, fig. 7, 8). Główne składniki tej skały stanowią: – intensywnie zabarwiona i pleochroiczna hornblenda, niekiedy o niewyraźnej budowie pasowej; – porfiroblasty granatu z wrostkami plagioklazu, kwarcu i hornblendy, pocięte siecią żyłek epidotowo-chlorytowych, oraz – smużki kwarcowo-plagioklazowe. Podrzędnie występuje epidot. Foliację skały wyznacza ułożenie słupków hornblendy oraz smużek jasnych minerałów. Klinopiroksen tworzy ksenomorficzne poikiloblasty z licznymi owalnymi lub ksenomorficznymi wrostkami plagioklazu i kwarcu. Mineral ten jest plamiście zastępowany przez hornblendę.

Nieco inny typ amfibolitu piroksenowo-granatowego reprezentuje próbka 227,5 z otworu Niedźwiedź IG 2 (tabl. VI, fig. 1, 2). Dominującymi składnikami tej skały są subautomorficzne słupki bladeżółtawego/bezbarwnego amfibolu oraz granaty. Granaty tworzą ksenomorficzne blasty oraz wydłużone agregaty, silnie spękane, pocięte żyłkami klinozoizytu (i chlorytu ?), częściowo przerastające się też z amfibolem. Podrzędnie występują nieregularne smużki plagioklazowe o teksturze granoblastycznej. Foliację wyznacza wydłużenie słupków amfibolu oraz ułożenie agregatów granatu i smużek plagioklazu. Klinopiroksen występuje w postaci izolowanych blastów różnej wielkości otoczonych przez amfibole.

W większych ilościach klinopiroksen występuje w amfibolitych granatowych z odsłoneń w rejonie Lubnowa (np. odsł. 8, 9, 11 – fig. 2). Amfibolity te wykształcone są podobnie do opisanych powyżej typowych amfibolitów granatowych. Klinopiroksen pojawia się tutaj w postaci pojedynczych blastów rozsianych w skale (podobnie, jak w próbce 820,8B), ale licznie występują również gniazdowe agregaty bogate w klinopiroksen (tabl. VI, fig. 3). Amfibolity granatowe wykazują wyraźną lub słabą foliację, a skupienia klinopiroksenu bywają częściowo oddzielone od amfibolitu granatowego przez cienkie strefy amfibolitu hornblendowego bez granatu (tabl. VI, fig. 4). Klinopiroksen w gniazdowych skupieniach tworzy ksenomorficzne blasty o zmiennej wielkości oraz większe poikiloblasty, przetkane owalnymi i wielobocznymi wrostkami plagioklazu (niekiedy o silnej budowie pasowej), drobnymi słupkami hornblendy oraz kryształkami tytanitu (tabl. VI, fig. 5). Piroksen jest częściowo zastępowany przez mętny, ciemno zabarwiony agregat mineralny lub agregat drobnych, brunatnych blaszek biotyту (?). Piroksenowi towarzyszą granoblastyczne agregaty plagioklazowe (tabl. VI, fig. 6), a niekiedy granaty.

Charakterystyczną cechą granatów w amfibolitych na wschód od Lubnowa są tekstury pasowe i koronowe (tabl. VI, fig. 7, 8). Jądra granatów zawierają liczne, bardzo drobne wrostki (kalcyt i/lub tytanit ?), podczas gdy zewnętrzne części blastów są ich pozbawione. Korony wokół granatów

w gniazdach klinopiroksenowych tworzą drobne słupki epidotu i hornblendy (tabl. VI, fig. 7), a w amfibolitach plagioklaz i drobne słupki hornblendy (tabl. VI, fig. 8).

Amfibolity epidotowe

Amfibolity epidotowe (tabl. VII, fig. 1, 2) są skałami o strukturze drobno- lub średnioblastycznej i jednorodnej, rzadziej laminowanej. Spośród pozostałych odmian amfibolitów wyróżnia je stosunkowo niska zawartość plagioklazu i kwarcu.

Hornblenda tworzy zwykle subautomorficzne blasty wydłużone zgodnie z foliacją. Charakteryzuje ją intensywne zabarwienie i pleochroizm w odcieniach od barwy żółtawozielonej/brazowawej do intensywnie zielonej/seledynowej (tabl. VII, fig. 3, 5, 7). Wykazuje plamiste niejednorodności, odbarwienia lub zmętnienia, ale wyraźniejsza budowa pasowa nie jest spotykana. Niekiedy jest zastępowana przez chloryt i kalcyt.

Epidot tworzy blasty o zróżnicowanej wielkości i pokroju: drobne, ksenomorficzne lub większe, subautomorficzne (słupkowe). Często w jednej próbce występują obydwie typy blastów. Epidoty o pokroju słupkowym układają się zgodnie z foliacją skały (tabl. VII, fig. 3, 4). Bardzo często obserwuje się występowanie na blastach epidotu ciemnych obwódek, złożonych z bardzo drobnoblastycznego, nieoznaczalnego optycznie agregatu mineralnego (tabl. VII, fig. 5). Agregat taki tworzy również pseudomorfozy, w których wnętrzu zachowane są ksenomorficzne, skorodowane relikty epidotu. Blasty epidotu często wykazują zmętnienia i plamiste niejednorodności (zróżnicowanie barw interferencyjnych). W epidotach z amfibolitów dolnej części masywu (otwór Niedźwiedź IG 2, próbki 1078,6; 1166,7; 1255,7; 1300,0) powszechnie obserwować można budowę pasową przejawiającą się podwyższonymi barwami interferencyjnymi na brzegach blastów (tabl. VII, fig. 4).

Plagioklaz i kwarc grupują się w drobne smużki lub laminki zgodne z foliacją skały. Minerale te tworzą ksenomorficzne, drobne blasty (o rozmiarach wyraźnie mniejszych od współwystępującej hornblendy) o nierównych, falistych granicach, lub granoblastyczną mozaikę.

Jako minerał akcesoryczny w amfibolitach epidotowych występuje głównie tytanit, w mniejszej ilości pojawia się apatyt. Stosunkowo często obserwuje się też niewielkie ilości kalcytu.

Nieco odmiennie cechy petrograficzne wykazują niektóre próbki amfibolitów epidotowych z dolnej części masywu (otwór Niedźwiedź IG 2, próbki 1482,5; 1523,6; 1573,0). W amfibolitach tych blasty hornblendy są bardziej jednorodne, bez plamistych odbarwień czy zmętnień, epidoty nie posiadają wspomnianych powyżej ciemnych obwódek, brak jest tytanitu, w sporej ilości występuje ilmenit, a niekiedy pojawia się biotyt (tabl. VII, fig. 7, 8).

Amfibolity zoizytowe

Amfibolity zoizytowe najczęściej wykazują struktury średnioblastyczne lub drobnoblastyczne, jednorodne lub smu-

żyste, niekiedy laminowane (tabl. VIII, fig. 1, 2). Charakterystyczne odmiany, chociaż występujące niezbyt często, stanowią amfibolity zoizytowe masywne, cętkowane (tabl. VIII, fig. 3), oraz bardzo gruboblastyczne (tabl. VIII, fig. 4).

Większość amfibolitów zoizytowych składa się z ułożonych subrównoległe słupków amfibolu i zoizytu oraz drobnych smużek i laminek kwarcowo-plagioklazowych (tabl. VIII, fig. 5–7). Inne minerały (tytanit, minerały nieprzezroczyste, chloryt, kalcyt) występują w bardzo małych ilościach.

Amfibol zwykle jest niemal bezbarwny i niepleochroiczny, niekiedy jednak wykazuje bladozieloną barwę i słaby pleochroizm (tabl. VIII, fig. 5–7). Z reguły amfibol jest niejednorodny i zawiera liczne, drobne wrostki powodujące zmętnienie. W amfibolach o silniejszym zabarwieniu zaznacza się wyraźna budowa pasowa (tabl. IX, fig. 2).

Charakterystyczną cechą zoizytu w omawianych amfibolitach jest powszechne występowanie na blastach tego minerału ciemnych, bardzo drobnociarnistych obwódek złożonych z nieoznaczalnego optycznie agregatu mineralnego (tabl. VIII, fig. 5–7), a niekiedy mętnych pseudomorfoz z relikdami skorodowanego zoizytu (tabl. IX, fig. 1). Blasty zoizytu, podobnie jak amfibolu, są niejednorodne i plamiste (zmętnienia, plamiste wygaszanie). W niektórych próbkach widoczne jest zastępowanie zoizytu przez klinozoizyt/epidot, który tworzy sieć żyłek w obrębie zoizytu, obwódki na blastach zoizytu lub pseudomorfozy z relikdami zoizytu (tabl. VIII, fig. 8).

Smużki kwarcowo-plagioklazowe składają się z drobnych, ksenomorficznych blastów o zmiennym wykształceniu. Obok laminek heteroblastycznych, w których plagioklaz i kwarc wykazują znaczne zróżnicowanie wielkości i nierówne, faliste granice, często obserwuje się strefy homeoblastyczne, o charakterze poligonalnej mozaiki.

Inną, rzadko spotykaną odmianę amfibolitów zoizytowych, reprezentuje próbka 397,0 z otworu Niedźwiedź IG 2. Jest to amfibolit masywny, plamisty (tabl. VIII, fig. 3), którego zasadnicze tło skały tworzy bardzo drobnokrystaliczny agregat mineralny zbudowany prawdopodobnie głównie z plagioklazu, chlorytu i pręcikowego amfibolu. W tym tle tkwią relikty kilkumilimetrowej wielkości blastów zoizytowych, zastąpionych przez mętny agregat mineralny o trudnym do oznaczenia składzie, oraz gniazdowe, granoblastyczne skupienia bezbarwnego amfibolu (tabl. IX, fig. 3, 4).

Łupki zieleńcowe

Podrzedne odmiany skalne towarzyszące amfibolitom stanowią drobnoblastyczne skały o charakterze łupków zieleńcowych. Próbka 646,3 z otworu Niedźwiedź IG 2 reprezentuje łupek chlorytowo-aktynolitowy (tabl. IX, fig. 5). Bardzo drobne pręciki i słupki aktynolitu i blaszki chlorytu stanowią główne składniki tej skały. Ich kierunkowe ułożenie wyznacza foliację. W mniejszej ilości występują takie składniki, jak albit, kwarc, kalcyt i epidot. Próbka 364,9 z otworu Niedźwiedź IG 1 reprezentuje z kolei łupek kalcytowo-bitotytowo-chlorytowy (tabl. IX, fig. 6). W skale tej występują wyraźne laminy różniące się proporcjami ilościowymi wymienionych minerałów. Podrzednym składnikiem tej skały jest tytanit.

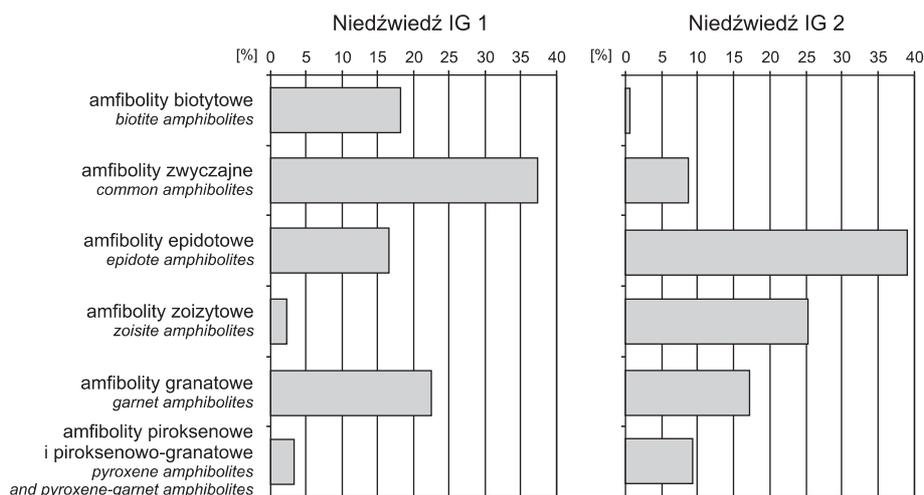


Fig. 4. Częstość występowania poszczególnych odmian amfibolitów w otworach Niedźwiedź IG 1 i IG 2

The occurrence frequency of various amphibolite types in Niedźwiedź IG 1 and IG 2 boreholes

RELACJE PRZESTRZENNE ODMIAN AMFIBOLITÓW W PROFILU MASYWU

Opisane powyżej odmiany amfibolitów charakteryzują się zróżnicowaną częstością występowania oraz nierównomiernym rozmieszczeniem w profilu masywu. Cechy te są zilustrowane na histogramach oraz profilach petrograficznych dla otworów Niedźwiedź IG 1 oraz Niedźwiedź IG 2 (fig. 4 i 5). Histogramy i profile sporządzono na podstawie badań 220 szlifów z otworu pierwszego (średnio jeden szlif na 3,2 m profilu) oraz 319 szlifów z otworu drugiego (średnio jeden szlif na 4,7 m profilu).

W otworze Niedźwiedź IG 1 (fig. 4) najczęściej napotkać można amfibolity zwyczajne (37% próbek). W mniejszych ilościach występują amfibolity granatowe, biotytowe i epidotowe (odpowiednio, 23, 18 i 16%), a podrzędne odmiany reprezentują amfibolity piroksenowo-granatowe i zoizytowe (po 2–3%). Z kolei w otworze Niedźwiedź IG 2 ilościowo przeważają amfibolity epidotowe (39% próbek) oraz zoizytowe (25%). W mniejszych ilościach towarzyszą im amfibolity granatowe (17%), piroksenowo-granatowe (9%) oraz zwyczajne (8%). Sporadycznie występują amfibolity biotytowe (ok. 1%).

Porównanie histogramów dla otworów 1 i 2 wskazuje na znaczące różnice w proporcjach występowania odmian amfibolitów w różnych częściach masywu, co bardziej szczegółowo przedstawiają profile petrograficzne (fig. 5). Mimo znacznych lokalnych wahań składu mineralnego w sąsiednich próbkach i gęstego przewarstwiania się różnych typów amfibolitów (por. tabl. I, fig. 1–4), proporcje poszczególnych odmian mineralnych zmieniają się w profilu dosyć systematycznie.

W otworze Niedźwiedź IG 1, począwszy od głębokości około 60 m, tj. od której występują niezwięznięte amfibolity, można wyróżnić trzy zasadnicze odcinki:

- górny, 60–264 m,
- środkowy, 264–576 m, oraz
- dolny, 576–801 m (do końca otworu).

Górny odcinek profilu o miąższości około 200 m reprezentuje najbardziej zewnętrzną część masywu, w której amfibolity przeławicają się z gnejsami i gnejsami amfibolowymi. Gnejsy tworzą tutaj 8 większych pakietów o miąższościach w granicach 1–25 m, a ich łączna grubość sięga 90 m, co stanowi niemal połowę długości omawianego odcinka profilu (Sawicki, 1992). Amfibolity reprezentowane są przede wszystkim przez amfibolity biotytowe i zwyczajne. W mniejszych ilościach występują także amfibolity epidotowe, a sporadycznie zoizytowe i granatowe. Charakterystyczną cechą amfibolitów z tej strefy jest ponadto stosunkowo wysoka zawartość minerałów jasnych – plagioklazu i kwarcu.

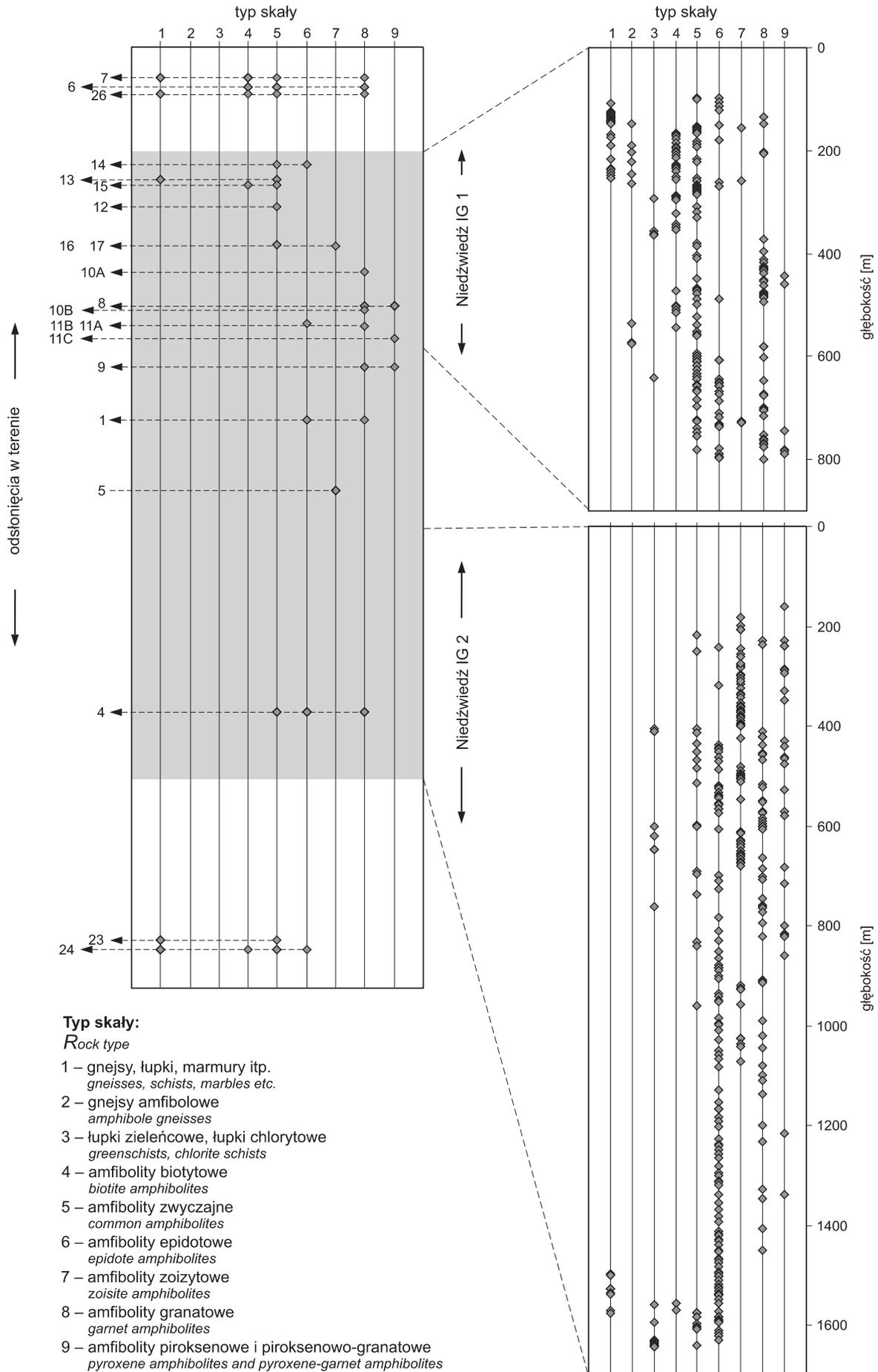
W środkowym odcinku profilu o miąższości około 316 m wkładki gnejsów amfibolowych występują już tylko sporadycznie. Obserwuje się mniejsze zróżnicowanie petrograficzne amfibolitów, przy czym zdecydowanie dominują amfibolity zwyczajne i granatowe. Występowanie amfibolitów granatowych (z wkładkami amfibolitów piroksenowo-granatowych)

Fig. 5. Zmienność petrograficzna amfibolitów masywu Niedźwiedzia w odsłonięciach oraz w otworach wiertniczych Niedźwiedź IG 1 i IG 2

Komentarz w tekście

The petrographic variation of the amphibolites of the Niedźwiedź massif in the surface exposures and Niedźwiedź IG 1 and IG 2 boreholes

Comments in the text



towych) jest jednak ograniczone do środkowej części omawianego odcinka. W częściach górnej i dolnej występują natomiast amfibolity zwyczajne w towarzystwie amfibolitów biotytowych oraz łupków zieleńcowych lub gnejsów amfibolowych.

Trzeci, dolny odcinek profilu o długości około 225 m, charakteryzuje się dosyć równomierną budową z naprzemianległym występowaniem amfibolitów zwyczajnych, epidotowych i granatowych. W wyższej części tego odcinka spotyka się wkładki łupków zieleńcowych, a w niższej amfibolitów piroksenowo-granatowych i zoizytowych.

W profilu otworu Niedźwiedź IG 2, od głębokości około 130 m, na której rozpoczynają się niezwierniałe amfibolity, wydzielić można cztery zasadnicze odcinki:

- górny, od 130 do 401 m,
- środkowy, od 401 do 905 m,
- dolny, od 905 do 1540 m,
- najniższy, od 1540 do 1694 m (koniec otworu).

Górny odcinek o długości 271 m charakteryzuje się stosunkowo słabą zmiennością amfibolitów. Wyraźnie przeważają tu amfibolity zoizytowe. Stosunkowo często występują wkładki amfibolitów piroksenowo-granatowych, a rzadko przewarstwienia innych odmian (amfibolitów: zwyczajnych, epidotowych i granatowych).

Odcinek środkowy o miąższości 504 m wykazuje największe urozmaicenie petrograficzne. Ilościowo dominują tutaj amfibolity granatowe, ale niewiele rzadziej występują amfibolity zoizytowe i epidotowe. Mniej często pojawiają się amfibolity zwyczajne oraz piroksenowo-granatowe. Miejscami występują łupki zieleńcowe. Wymienione odmiany tworzą nawzajem gęste przewarstwienia, ale niektóre odcinki profilu charakteryzują się zdecydowaną przewagą jednej z odmian, w szczególności amfibolitów zoizytowych na głębokościach 480–510 m oraz 614–680 m, amfibolitów granatowych na głębokości 745–794 m i amfibolitów epidotowych na głębokości 800–900 m.

Dolny odcinek profilu o długości 635 m ponownie wykazuje mniejsze urozmaicenie petrograficzne. Bardzo wyraźnie dominują tutaj amfibolity epidotowe, rzadziej występują amfibolity granatowe i zoizytowe, a sporadycznie amfibolity zwyczajne i piroksenowo-granatowe. Ku dołowi, w kierunku spągu masywu, przewarstwienia innych odmian amfibolitów wśród amfibolitów epidotowych stają się coraz rzadsze, a na ostatnich 90 m tego interwału (1450–1540 m) przewarstwienia takie praktycznie nie występują.

Najniższy odcinek profilu otworu drugiego reprezentuje spągową partię masywu Niedźwiedzia. W strefie tej, przewierconej na odcinku około 154 m, amfibolity przełamują się z gnejsami i łupkami oraz skałami blastomylonitycznymi i węglanowymi (Jerzmański, 1992). Grubość poszczególnych pakietów skalnych zmienia się w granicach od 10 cm do kilku metrów. Amfibolity reprezentowane są głównie przez odmianę epidotową i zwyczajną. Ostatnie pakiety amfibolitów występują na głębokości 1640 m, około 50 m przed końcem otworu.

Zróźnicowanie petrograficzne skał występujących w powierzchniowych odsłonięciach w rejonie masywu Niedźwie-

dzia przedstawia [fig. 5](#) (na podstawie badań 73 reprezentatywnych szlifów z 20 odsłoneń). Na schemacie tym poszczególne odsłonecia, od górnej do dolnej krawędzi schematu, uszeregowano według ich położenia topograficznego z zachodu na wschód, co odpowiada uszeregowaniu od stropu do spągu w profilu masywu (z uwagi na: południkową rozciągłość masywu, regionalne upady ku zachodowi oraz położenie niemal wszystkich odsłoneń w równoleżnikowym paśmie wychodni 2–3 km na południe od otworów Niedźwiedź IG 1 i IG 2; [fig. 2 i 3](#)). Zaznaczono też schematycznie podkenozoiczną wychodnię masywu (szary obszar) oraz, orientacyjnie, zasięg profili przewierconych w omawianych otworach (na podstawie pracy Jerzmańskiego, 1992, [fig. 2 i 3](#)).

W odsłoneciach w rejonie Chałupek (odsł. 6, 7, 26 oraz 12–15), położonych w strefie ząbienia się gnejsów i amfibolitów w sąsiedztwie stropu masywu, występują amfibolity zwyczajne i biotytowe, rzadziej granatowe i epidotowe. Analogiczny zespół skał charakterystyczny jest dla górnego odcinka profilu otworu pierwszego (60–264 m). W odsłoneciach położonych dalej ku wschodowi, między Lubnowem a Jesienną (odsł. 8–11, 16, 17), występują amfibolity granatowe oraz zwyczajne, epidotowe i piroksenowo-granatowe. Tego typu skały są charakterystyczne dla środkowego i dolnego odcinka otworu Niedźwiedź IG 1. W centralnej części masywu, nierozpoznanej wierceniami, zlokalizowane jest odsłonecie 5 (między miejscowościami Głęboka i Jesienina). Podobną pozycję w profilu masywu zajmują zapewne amfibolity występujące w odsłoneciu 1 (Osina Mała), chociaż położone jest ono kilka km dalej ku północy. W odsłoneciu 1 stwierdzono amfibolity granatowe i epidotowe, a w odsłoneciu 5 amfibolity zoizytowe i granatowe. Widoczne są tutaj analogie ze spągową partią otworu Niedźwiedź IG 1 i stropową otworu IG 2. Jeszcze dalej ku wschodowi, w odsłoneciu 4 (Lubiaków) występują amfibolity granatowe, epidotowe i zwyczajne, podobnie jak w dolnej części otworu Niedźwiedź IG 2. W najdalej ku wschodowi wysuniętym odsłoneciu (nr 23, na południe od Lipnik) w gnejsach występują amfibolity zwyczajne, epidotowe i sporadycznie biotytowe, podobne do odmian stwierdzanych w najniższej części otworu drugiego. Przedstawione obserwacje wskazują, że zmienność petrograficzna obecna w odsłoneciach powierzchniowych w profilu zachód–wschód bardzo dobrze odpowiada zmienności w profilu strop–spąg stwierdzanej w otworach wiertniczych.

Podsumowując, główne cechy zmienności petrograficznej w obrębie masywu można ująć następująco:

- amfibolity masywu Niedźwiedzia wykazują wyraźnie zaznaczone warstwowanie (ang. *layering*); z reguły składają się z pakietów o grubości od centymetrów do metrów (do dziesiątków metrów w centralnej i spągowej części masywu?), różniących się składem mineralnym i/lub strukturą; proporcje odmian amfibolitów wydzielonych ze względu na skład mineralny wyraźnie zmieniają się w profilu masywu;
- w stropowej części masywu o grubości ok. 500 m, gdzie metabazyty przewarstwiają się z gnejsami, występują przede wszystkim amfibolity biotytowe i zwyczajne, a w mniejszych ilościach amfibolity granatowe i epidotowe; amfibolity tej czę-

ści masywu są stosunkowo ubogie w minerały ciemne, a bogate w plagioklaz i kwarc; amfibolity zoizytowe i piroksenowo-granatowe pojawiają się tutaj sporadycznie;

– dla wewnętrznej części masywu o grubości około 2 km charakterystyczne jest występowanie przede wszystkim amfibolitów zoizytowych, piroksenowo-granatowych i granatowych, nie spotyka się natomiast amfibolitów biotytowych; w wyższej części tej strefy częściej pojawiają się amfibolity zwyczajne oraz epidotowe; w partii centralnej masywu występuje 300-metrowa lub grubsza strefa silnie zdominowana przez amfibolity zoizytowe ze znacznym udziałem amfibolitów piroksenowo-granatowych; poniżej położona jest 500-metrowa strefa bardzo silnej zmienności petrograficznej, przejawiającej się przewarstwianiem w zbliżonych ilościach niemal wszystkich odmian amfibolitów (z wyjątkiem biotytowych); na dosyć znacznym odcinku centralna część

masywu pozostaje jednak słabo zbadana (brak wierceń, bardzo nieliczne odsłonięcia);

– w dolnej części masywu o miąższości około 700 m bardzo silnie dominują amfibolity epidotowe; towarzyszą im amfibolity granatowe i zoizytowe (sporadycznie piroksenowo-granatowe), lecz ilość takich przewarstwień wyraźnie maleje wraz z głębokością; w 100-metrowej strefie spągowej masywu, w której metabazyty zazębiają się ze skałami osłony, również dominują amfibolity epidotowe;

– cechy strukturalne amfibolitów zmieniają się w profilu masywu niezbyt regularnie; można jednak zauważyć, że amfibolity bardzo gruboblastyczne, jak również amfibolity o najsłabiej zaznaczonej foliacji, występują tylko w środkowej części masywu; brzeżne partie masywu, a szczególnie jego strefę spagową, tworzą głównie amfibolity drobnoblastyczne, z silnie zaznaczoną foliacją i laminacją.

SKŁAD CHEMICZNY MINERAŁÓW

Skład chemiczny minerałów oznaczony został w 7 próbkach pochodzących z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2 i reprezentujących niektóre odmiany petrograficzne amfibolitów występujące w profilu masywu. Najbardziej reprezentatywne analizy dla poszczególnych minerałów zawierają załączniki od 1 do 7.

PLAGIOKLAZY

Skład chemiczny plagioklazów oznaczony był na mikrosondzie elektronowej we wszystkich próbkach. Łącznie wykonano 64 analizy plagioklazów. Wzory krystalochemiczne przeliczono na 8 O przy założeniu, że całość $Fe = Fe^{+3}$ (zał. 1).

Zawartość cząsteczki anortytowej w plagioklazach zmienia się w granicach 0–64% molowych (od albitu do labradoru, fig. 6). Zawartość cząsteczki ortoklazowej z reguły jest niższa od 0,6%, w kilku analizowanych skaleniach sięga 1%, a jedynie w trzech analizach wynosi około 2%. W sześciu badanych próbkach plagioklasy wykazują normalną budowę pasową, a tylko w jednej próbce (820,8B) obserwuje się słabo zaznaczoną odwrotną budowę pasową. Oprócz blastów plagioklazu o typowym składzie (tab. 3), w większości próbek w tle skały lub w formie wrostków w innych minerałach napotkać można drobne blasty wykazujące zawartości anortytu odbiegające od typowych (często większe) o kilka procent.

Poszczególne próbki różnią się maksymalną zawartością anortytu w plagioklazach oraz zakresem zmienności składu plagioklazów (fig. 6). W próbkach 227,6 i 383,3 występują plagioklasy najbogatsze w anortyt, o składzie labradoru–andezynu, a zmienność składu wynosi, odpowiednio, 42 i 30% An. W próbkach 510,0 i 820,8A plagioklasy mają skład oligoklaz bogatego w An, rzadziej albitu, a zawartość An zmienia się w zakresie 30 i 24%. Próbki 820,8 B, 1108,5 i 1482,5 zawierają oligoklaz ubogi w An i o niewielkiej zmienności składu rzędu 10% An.

AMFIBOLE

Skład chemiczny amfiboli określono we wszystkich z 7 próbek badanych na mikrosondzie elektronowej. Łącznie wykonano 78 analiz amfiboli. Analizy przeliczono na 23 O, a ilość Fe^{3+} obliczono przy założeniu, że suma kationów, oprócz Ca, Na i K, wynosi 13 (zał. 2). Nazewnictwo amfiboli oparto o klasyfikację IMA (Leake i in., 1997).

Wszystkie analizy reprezentują amfibole wapniowe. Ich skład jest dosyć zróżnicowany, przy czym wyodrębniają się dwie grupy (fig. 7, tab. 3). W próbkach 227,6, 383,3 i 510,0 amfibole są stosunkowo ubogie w alkalia [$(Na+K)_A < 0,50$], wykazują względnie wysoki i dosyć stały stosunek $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ w granicach 0,74–0,84 przy wysokiej, lecz silnie zmiennej zawartości Si ($TSi = 6,2–7,8$, gdzie T oznacza zawartość Si na pozycjach tetraedrycznych). Amfibol występujący w tych próbkach ma skład tschermakitu, Mg-hornblendy i aktynolitu i wykazuje budowę pasową przejawiającą się wzrostem zawartości Si ku brzegom blastów, przy czym poszczególne próbki różnią się zakresem zmienności TSi.

W pozostałych próbkach (820,8A, 820,8B, 1108,5, 1482,5) występują amfibole charakteryzujące się wyższymi zawartościami alkaliów (często $(Na+K)_A > 0,50$), niższym stosunkiem $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,3–0,6$ i niższymi zawartościami Si ($TSi = 5,9–7,0$). Amfibole te reprezentują zwykle tschermakit, pargasyt oraz bogate w Fe odmiany tych minerałów (Fe-tschermakit i Fe-pargasyt), rzadziej występuje edenit, Fe-edenit i Mg-hornblenda. Skład amfiboli jest często zbliżony do wartości granicznych między wymienionymi minerałami. W próbkach 820,8A oraz 1482,5 amfibole mają podobny skład i ten sam styl budowy pasowej: wykazują spadek TSi oraz $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ku brzegom ziarn. W próbkach 820,8B i 1108,5 skład amfiboli i ich budowa pasowa są znacznie bardziej urozmaicone, a wrostki amfiboli w granatach różnią się od większych blastów amfiboli w skałe (szczegóły w tab. 3).

Tabela 3

Zestawienie reprezentatywnych składów chemicznych: granatów, amfiboli, plagioklazów i minerałów grupy epidotu w metabazytach masywu Niedźwiedzia

A comparison of chemical composition of garnets, amphiboles and epidote group minerals in the metabasites of the Niedźwiedź Massif

Nr próbki Typ amfibolitu	227,6 granatowy	383,3 zoizytowy	510,0 zoizytowy	820,8A granatowy	820,8B piroksenowo-granatowy	1108,5 granatowy	1482,5 epidotowy	
Granat	środek 0,30 0,39 0,01 0,26	brzeg 0,27 0,41 0,013 0,283	– – – –	środek 0,06 0,54 0,05 0,33	brzeg 0,09 0,56 0,01 0,32	środek 0,08 0,57 0,05 0,30	brzeg 0,09 0,63 0,01 0,27	
Amfibol	środek Ts 6,2–6,4 0,81	brzeg Mg-Hbl 6,4–6,7 0,75	środek Ts, Mg-Hbl 6,4–6,8 0,74	brzeg Fe-Ts, Fe-Prg 6,3–5,9 0,5–0,35	biały w skale c: Ed 7,0 0,6	brzeg r: Prg 6,7 0,6	biały w skale s: Fe-Prg, Ts 6,3 0,5	brzeg Ts, Prg 6,3–6,2 0,58–0,54
T Si Mg/(Mg+Fe ²⁺)								
T Si Mg/(Mg+Fe ²⁺)						wrostki w Grt Fe-Prg, Fe-Ts 6,2–6,5 0,36–0,38		
Plagioklaz	środek Lab, And 59–45	brzeg And 39–31	środek And/Olg 30	brzeg Olg, Ab 14–5	środek Olg 12–18	brzeg Olg 20–18	środek Olg 23	
An								
Grupa epidotu	wrostki w Pl Czo 0,03	wrostki w Grt Czo 0,12	środek Zo 0,02	– – –	brzeg Ep 0,15	– – –	środek Ep 0,26	
Ps								

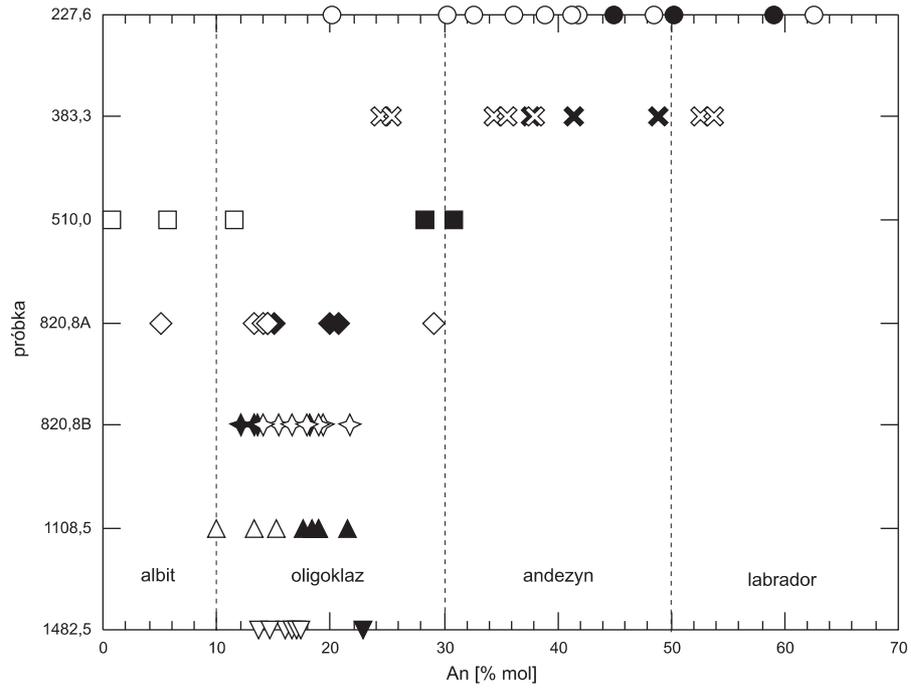
Granaty, garnets: Prp – piroop, pyrope; Alm – almadyn, almandine; Sps – spessartyn, spessartite; Grs – grossular, grossularite

Amfibole, amphiboles: Act – aktynolit, actinolite; Ed – edenit, edenite; Fe-Prg – ferro-pargasyt, ferro-pargasite; Fe-Ts – ferro-tschermakit, ferro-tschermakite; Mg-Hbl – magnesiо-hornblenda, magnesio-hornblende; Prg – pargasyt, pargasite; Ts – tschermakit, tschermakite

Plagioklasy, plagioclase: Ab – albit, albite; An – anortyte, anorthite; And – andezyn, andesine; Lab – labrador, labradorite; Olg – oligoklaz, oligoclase

Grupa epidotu, epidote group: Czo – klinozoizyt, clinozoisite; Ep – epidot, epidote; Zo – zoizyt, zoisite

Ps: cząsteczka pistacytowa, the pistacite molecule, Ps = Fe/(Al + Fe)



Nr próbki	227,6	383,3	510,0	820,8A	820,8B	1108,5	1482,5
Typ amfibolitu	granatowy	zoizytowy	zoizytowy	granatowy	piroksenowo-granatowy	granatowy	epidotowy
Jądro blastu (c)	●	×	■	◆	◆	▲	▼
Brzeg blastu, wzrostki i inne blasty (r)	○	⊗	□	◇	◇	△	▽

Fig. 6. Zróżnicowanie składu chemicznego plagioklazów w metabazytach masywu Niedźwiedzia

The composition of plagioclase in the metabasites of the Niedźwiedź Massif

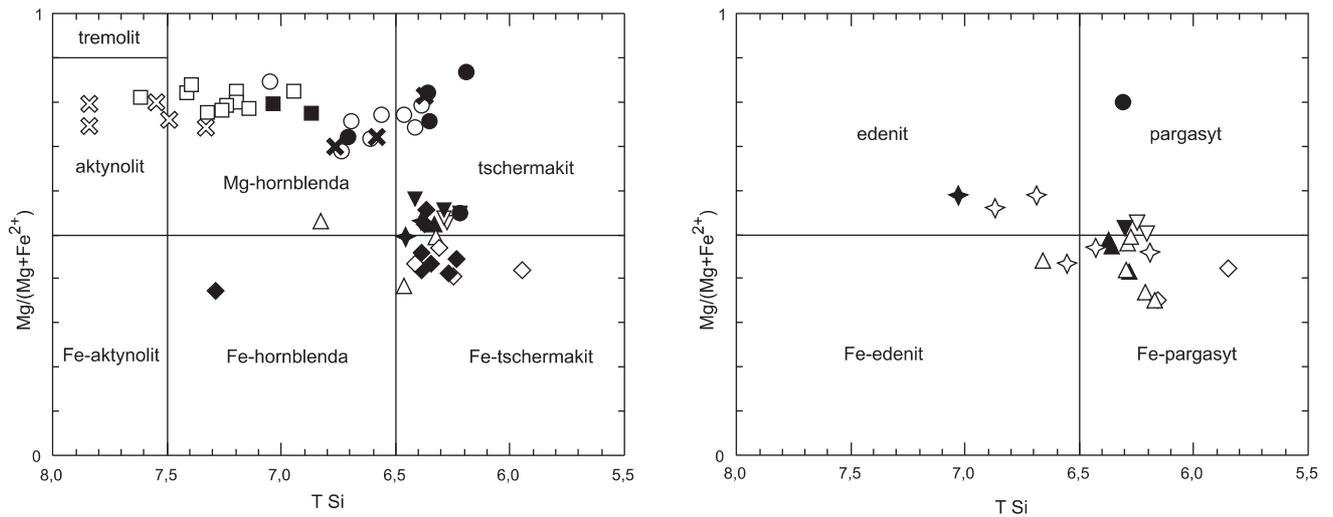


Fig. 7. Zróżnicowanie składu chemicznego amfiboli w metabazytach masywu Niedźwiedzia na diagramach Leake'a i in. (1997)

Symbole jak na fig. 6

The composition of amphiboles in the metabasites of the Niedźwiedź Massif in the diagrams of Leake *et al.* (1997)

For symbols see Fig. 6

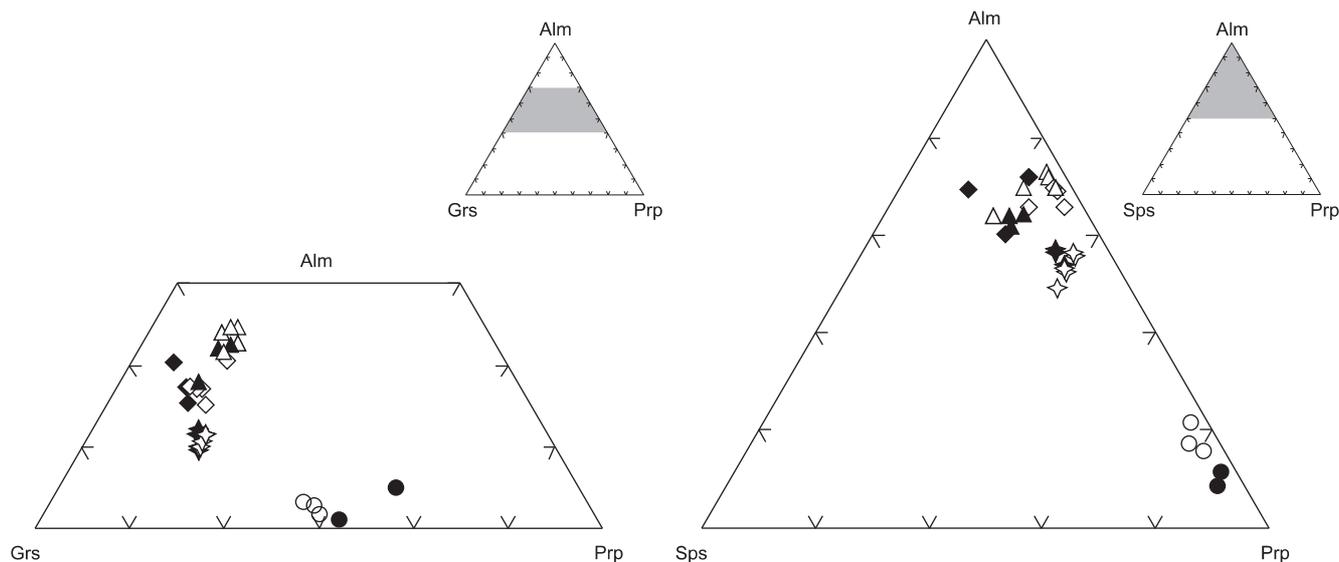


Fig. 8. Zróżnicowanie składu chemicznego granatów w metabazytach masywu Niedźwiedzia

Symbole jak na [fig. 6](#)

Fig. 8. The composition of garnets in the metabasites of the Niedźwiedź massif

For symbols see [Fig. 6](#)

GRANATY

Wykonano 31 analiz granatów w czterech próbkach amfibolitów. Wzory krystalochemiczne granatów przeliczono zakładając, że suma kationów wynosi 8, a całość $Fe = Fe^{2+}$ ([zał. 3](#)).

Zróżnicowanie składu granatów ilustrują [figura 8](#) oraz [tabela 3](#). Głównymi składnikami granatów w 3 próbkach (820,8A, 820,8B i 1108,5) są almandyn (>49%) oraz grossular (>27%), a podrzędnymi pirop (do 12%) i spessartyn (do 6%). W 2 próbkach z tej grupy (820,8A oraz 1108,5) granaty wykazują słabą budowę pasową wyrażoną wzrostem zawartości almandynu i piropu oraz spadkiem zawartości spessartynu i grossularu ku brzegom blastów. W próbce 820,8B (amfibolit piroksenowo-granatowy) granaty praktycznie nie wykazują budowy pasowej.

W porównaniu z omówionymi powyżej próbkami granaty z próbki 227,6 wyróżniają się wyraźnie wyższą zawartością piropu (do 35%) i niższą almandynu (ok. 40%) i również niższą innych składników (grossular do 28%, spessartyn ok. 1%). Budowa pasowa jest słaba i odmiennie wykształcona: ku brzegom blastów rośnie zawartość almandynu i grossularu, a spada zawartość piropu.

MINERAŁY GRUPY EPIDOTU

Wykonano 22 analizy minerałów grupy epidotu w pięciu próbkach. Wzory krystalochemiczne przeliczono na 12,5 O przy założeniu, że całość $Fe = Fe^{+3}$ ([zał. 4](#)).

Zróżnicowanie składu chemicznego minerałów grupy epidotu ilustruje zmienna zawartość cząsteczki pistacytowej Ps [$Ps = Fe/(Al+Fe)$] w poszczególnych próbkach ([fig. 9](#), [tab. 3](#)). W amfibolitach zoizytowych (próbki 383,3 i 510,0) wartości Ps są mniejsze od 0,06. W próbce 383,3 zoizyty posiadają odwrotną budowę pasową wyrażoną spadkiem wartości Ps ku brzegom blastów (od ok. 0,06 do 0,03), a najniższe wartości Ps (ok. 0,01) stwierdzono w cienkich żyłkach przecinających duże blasty zoizytu. W próbce 510,0 zoizyty wykazują natomiast normalną budowę pasową (wzrost wartości Ps ku brzegom od ok. 0,02 do 0,04). W amfibolitach granatowych (próbki 227,6 i 820,8B) minerały grupy epidotu występują w niewielkich ilościach. W próbce 227,6 stwierdzono dwie odmiany klinozoizytu o różnych wartościach Ps: ok. 0,03 (drobne blasty Czo w plagioklazach) oraz ok. 0,12 (wrostki Czo w granatach). W próbce 820,8B występuje klinozoizyt/epidot z normalną budową pasową, w którym wartość Ps rośnie ku brzegom blastów (od 0,15 do 0,18). Epidot w amfibolicie epidotowym (próbka 1482,5) charakteryzuje się najwyższymi zawartościami cząsteczki pistacytowej i odwrotną budową pasową (spadek wartości Ps w kierunku brzegów blastów od około 0,26 do 0,23).

PIROKSENY I BIOTYT

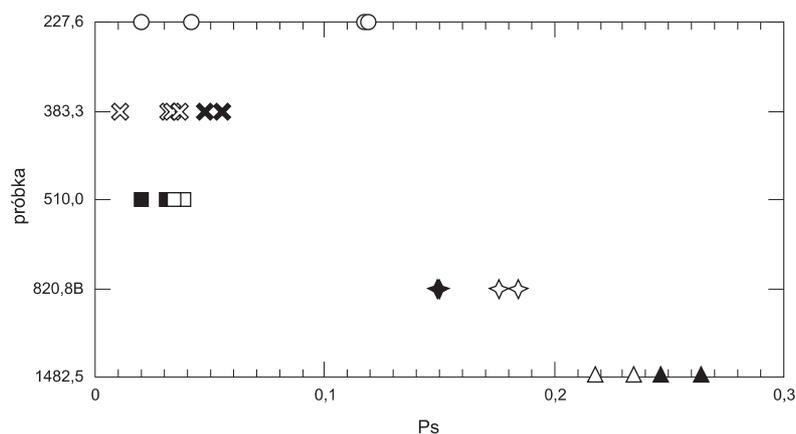
Pojedyncze analizy piroksenów i biotyty wykonano w próbkach, odpowiednio, 820,8 B oraz 1482,5. Uzyskano trzy analizy piroksenów, dla których proporcje kationów przeliczono na 6 O, a Fe^{+3} obliczono zakładając, że suma kationów wynosi 4 ([zał. 5A](#)). Na diagramie Q–J analizy wypa-

Fig. 9. Zróżnicowanie składu chemicznego minerałów z grupy epidotu w metabazytach masywu Niedźwiedzia

Cząsteczka pistacytowa Ps = Fe/(Al+Fe); symbole jak na fig. 6

The composition of epidote group minerals in the metabasites of the Niedźwiedź Massif

The pistacite molecule Ps = Fe/(Al+Fe); for symbols see Fig. 6



dają w sąsiedztwie granicy piroksenów Quad i wapniowo-sodowych (jedna z analiz – poza wymienionymi polami). Omawiane pirokseny odpowiadają swoim składem diopsydowi przejściowemu do omfacytu lub egirynu–augitu (fig. 10). Niewielka liczba analiz i w wielu wypadkach wysokie sumy analiz, utrudniają jednoznaczną klasyfikację tego minerału.

Skład chemiczny biotytu oznaczono dwoma analizami w amfibolicie epidotowym. Analizy przeliczono na wzory krystalochemiczne na bazie 22 atomów tlenu przyjmując, że całość Fe = Fe⁺² (zał. 5B). Analizowany biotyt charakteryzuje się niezbyt wysoką wartością stosunku Fe/(Fe+Mg) wynosząca około 0,5. Zawartość Al w pozycjach tetraedrycznych (Al IV) wynosi około 2,6–2,7, a zawartość Ti około 0,18–0,23.

MINERAŁY Fe–Ti

Spośród analizowanych minerałów Fe–Ti sześć analiz reprezentuje ilmenit, a dwie to magnetyt (zał. 6). Wykonano też 7 analiz tytanitu (zał. 7).

Analizy ilmenitu przeliczono na wzory krystalochemiczne na bazie 3 atomów tlenu. Analizy magnetytu przeliczono przy założeniu, że ilość FeO równa jest teoretycznej koncentracji w czystym magnetycie (31% wag.). Analizy tytanitu przeliczono na bazie 4 atomów Si. We wszystkich analizowanych minerałach obliczone proporcje kationów są zbliżone do teoretycznych wzorów danego minerału.

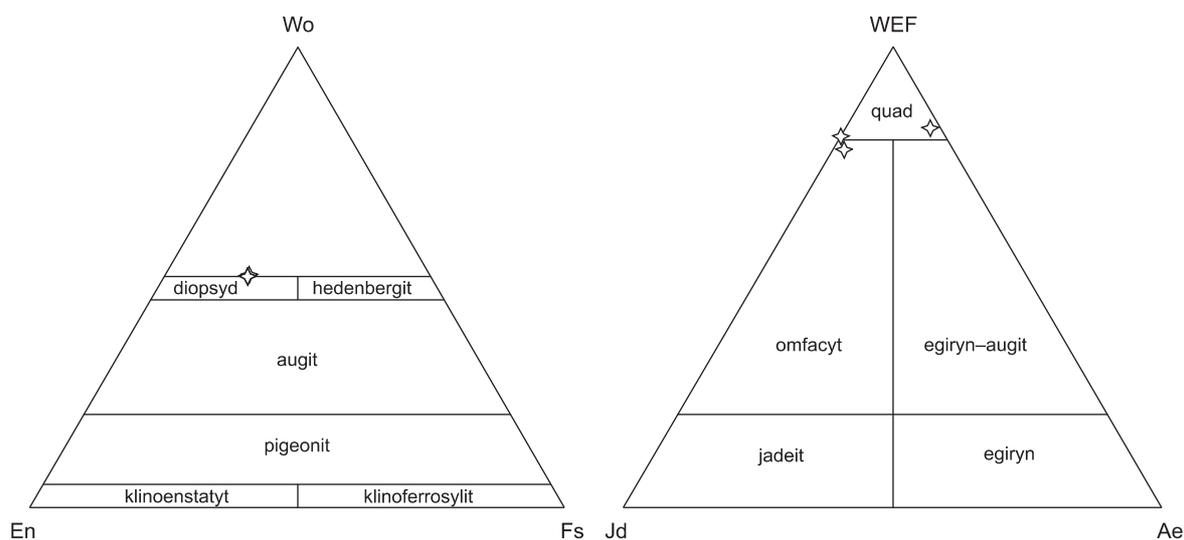


Fig. 10. Zróżnicowanie składu chemicznego piroksenów w metabazytach masywu Niedźwiedzia

WEF = Wo+En+Fs; symbole jak na fig. 6

The composition of pyroxenes in the metabasites of the Niedźwiedź Massif

WEF = Wo+En+Fs; for symbols see Fig. 6

ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU CHEMICZNEGO MINERAŁÓW W PROFILU OTWORU NIEDŹWIEDŹ IG 2

Próbki skał, w których skład chemiczny minerałów oznaczony był na mikrosondzie elektronowej, reprezentują wszystkie odmiany amfibolitów charakterystyczne dla środkowej i spągowej części masywu Niedźwiedzia, przewierconej w otworze Niedźwiedź IG 2 (fig. 4 i 5; tab. 3). Dostatecznie równomierne rozmieszczenie próbek między środkiem a brzegiem masywu pozwala na porównanie składu chemicznego minerałów w różnych częściach tego profilu.

Najbardziej wyraźna jest zmienność składu amfiboli i plagioklazów, które są minerałami występującymi we wszystkich analizowanych próbkach. W górnej części profilu, w próbkach 227,6, 383,3 i 510,0, występują amfibole z szeregu tschermakit–Mg-hornblenda–aktynolit, którym towarzyszą plagioklasy bogate w anortyt o składzie labradoru, andezynu i oligoklazu. Zarówno plagioklaz, jak i amfibol konsekwentnie wykazują normalną budowę pasową, przy czym kolejne próbki w kierunku spągu masywu posiadają

coraz wyższe wartości TSi w amfibolach i coraz niższe zawartości anortytu w plagioklazach. Pozostałe 4 próbki z niższej części profilu zawierają minerały o innym składzie: amfibole typu edenitu, pargasytu, tschermakitu oraz ich żelazistych odmian, a także plagioklaz o składzie oligoklazu. Amfibole i plagioklasy wykazują budowę pasową, ale zakresy zmienności chemicznej są generalnie mniejsze niż w próbkach 227,6, 383,3 i 510,0, a styl budowy pasowej zmienny. W próbkach 820,8A i 1482,5 amfibole mają odwrotną, a plagioklasy normalną budowę pasową. W próbce 820,8B obydwa minerały wykazują odwrotną, a w próbce 1108,5 normalną budowę pasową.

Porównanie składu granatów i minerałów z grupy epidotów jest trudniejsze z uwagi na występowanie tych minerałów tylko w niektórych analizowanych próbkach. Tym niemniej dostępne dane wskazują (tab. 3), że granaty w wyższej części profilu są najbogatsze w piroper, a minerały z grupy epidotów najuboższe w cząsteczkę pistacytową w porównaniu z próbkami z niższej części profilu. Zarówno granaty, jak i epidoty wykazują dostatecznie słabą i zmienną budowę pasową.

WARUNKI METAMORFIZMU

WSKAŹNIKI PETROGRAFICZNE I MINERALOGICZNE

Omówione powyżej dane petrograficzne i mineralogiczne, a w szczególności rodzaj i następstwo charakterystycznych zespołów mineralnych (np. Yardley, 1989; Spear, 1993; Bucher, Frey, 2002) pozwalają odtworzyć zmieniające się w czasie warunki temperatur i ciśnień metamorfizmu metabazytów masywu Niedźwiedzia.

Amfibolity granatowe i piroksenowo-granatowe rejestrują warunki metamorfizmu zbliżone do pików metamorfizmu metabazytów. Występowanie klinopiroksenu i granatu, przy braku ortopiroksenu, sugeruje warunki przejściowe między facją granulitową a amfibolitową, lub skrajnie wysokotemperaturowy zakres facji amfibolitowej, przy wysokich lub średnich ciśnieniach. Na stosunkowo wysokie temperatury metamorfizmu może też wskazywać słabo zaznaczona budowa pasowa w granatach. Równocześnie, w skałach tych piroksen z reguły ma charakter reliktowy (tabl. V, fig. 7, 8; tabl. VI) i jest zastępowany przez amfibole lub trudno oznaczalne krzemiany warstwowe (biotyt?). Granat posiada niekiedy mniej lub bardziej kompletne korony zbudowane z amfiboli, plagioklazów i epidotów (tabl. VI, fig. 7, 8), ale najczęściej jest pocięty żyłkami chlorytów i minerałów z grupy epidotów (tabl. IV, fig. 7, 8). Cechy te wskazują na retrogresję w warunkach sięgających pogranicza facji amfibolitowej i epidotowej. Na retrogresywny charakter przemian metamorficznych wskazuje również styl budowy pasowej amfiboli i plagioklazów w dwóch próbkach amfibolitów granatowych (próbki 227,6 i 1108,5, tabl. 3), w których minerały te zgodnie wykazują normalną budowę pasową (tj. generalnie wzrost Si na pozycjach T w amfibolach oraz spadek zawartości An w plagioklazach od środka ku brzegom ziarn). Jednakże w próbkach 820,8A i B, reprezentujących amfibolit granatowy i piroksenowo-granatowy, zapis

zmian warunków metamorfizmu jest mniej czytelny z uwagi na niejednorodny styl budowy pasowej amfiboli i plagioklazów. Możliwe, że słaba odwrotna budowa pasowa tych minerałów w odmianie piroksenowo-granatowej rejestruje progresję metamorfizmu w warunkach zbliżonych do pików metamorfizmu, a rozbieżny styl budowy pasowej amfiboli i plagioklazów w próbce 820,8B jest efektem niekompletnej retrogresji podobnego zespołu minerałów.

Drugą charakterystyczną grupę metabazytów stanowią amfibolity epidotowe i zoizytowe. Tworzące je zespoły mineralne wskazują na warunki metamorfizmu odpowiadające średnio- lub niskotemperaturowemu zakresowi facji amfibolitowej, przy stosunkowo wysokich ciśnieniach (facja epidotowo-amfibolitowa). Również i te amfibolity wykazują objawy retrogresji sięgającej pogranicza facji amfibolitowej i zieleńcowej, do których zaliczyć można: zastępowanie amfiboli przez chloryt, a niekiedy przez biotyt (tabl. VII, fig. 7, 8), lokalne występowanie albitu i węglanów w tle skał lub na brzegach blastów, zastępowanie zoizytu przez klinozoizyt/epidot (tabl. VIII, fig. 8). Na retrogresję wskazuje też normalna zazwyczaj budowa pasowa amfiboli i plagioklazów (tabl. 3), chociaż w próbce 1482,5 amfibole wykazują słabą, odwrotną budowę pasową (tj. spadek Si na pozycjach T od środka ku brzegom ziarn). Styl budowy pasowej w minerałach grupy epidotów jest zmienny, co może odzwierciedlać wahania innych parametrów fizykochemicznych w czasie metamorfizmu, np. lotności tlenu.

Diagramy Lairda i Albeego (1981) stosowane są do jakościowego określania typu serii metamorficznej oraz stopnia metamorfizmu na podstawie składu amfiboli w metabazytach, w których amfibole współwystępują z minerałami z grupy epidotów. Na diagramach (fig. 11; pokazano tylko wybrane diagramy; na innych wykresach tego typu widoczne są

podobne zależności) punkty projekcyjne odzwierciedlające składy badanych amfiboli tworzą dosyć zwarte trendy, chociaż trudno jednoznacznie porównać je z którąś z typowych serii metamorficznych. Analizowane amfibole z reguły grupują się w strefach granicznych poszczególnych pól dyskryminacyjnych (fig. 11A). Na podstawie proporcji Al, Fe i Ti (fig. 11B) można raczej wykluczyć podobieństwo do serii wysokociśnieniowych i niskociśnieniowych przy największym podobieństwie do serii średniociśnieniowych (na diagramach – serie Dalradian i Haast River), co wydaje się być zgodne z przesłankami geologicznymi i petrograficznymi. Skład badanych amfiboli jest ponadto typowy dla strefy granatowej (jądra blastów we wszystkich trzech próbkach i brzegi w próbce 1482,5) oraz biotytowej (brzegi blastów z próbek 383,3 i 510,0), co odpowiada, generalnie, warunkom na pograniczu facji amfibolitowej i zieleńcowej. Dane te sugerują, że w omawianych próbkach amfibolitów, a szczególnie w amfibolitach zoizytowych, skład amfiboli może rejestrować silniejszą retrogresję niż skład plagioklazów (andezyn–oligoklaz, rzadko albit, typowe dla facji amfibolitowej).

Warunki metamorfizmu zapisane w dwóch pozostałych odmianach amfibolitów – zwyczajnych i biotytowych – mieściły się zapewne w zakresie wyznaczonym z jednej strony przez amfibolity granatowe, a z drugiej przez amfibolity epidotowe. W przypadku amfibolitów zwyczajnych wskazuje na to występowanie niewielkich ilości granatu lub epidotu obok hornblendy i plagioklazów. W amfibolitach tych dosyć często spotyka się też objawy retrogresji, sięgającej zapewne do wysokotemperaturowego zakresu facji zieleńcowej. Należą do nich: zastępowanie hornblendy przez chloryt lub amfibol typu aktynolitu, czasami przez biotyt, serycytyzacja (rzadko saussurytyzacja) plagioklazów, obwódki tytanitu na ilmenicie, czasami chlorytyzacja retrogresywnego biotytu. Podobnie, obfite występowanie biotytu w amfibolitach biotytowych na brzegach blastów hornblendy oraz w formie cienkich laminy i smużek nawiązujących do foliacji (tabl. III, fig. 4), wskazuje na późną krystalizację tego minerału, w warunkach retrogresji na pograniczu facji amfibolitowej i zieleńcowej. Występowanie amfibolitów biotytowych w bliskim sąsiedztwie gnejsów tworzących osłonę masywu może przy tym sugerować wpływ procesów metasomatycznych (dostawa fluidów bogatych w potas) w czasie krystalizacji biotytu. Lokalnie w amfibolitach pojawiają się ponadto cienkie wkładki łupków, których skład mineralny (chloryt, aktynolit, węglany) jest charakterystyczny dla metamorfizmu w warunkach facji zieleńcowej.

Ważny wskaźnik zmienności warunków metamorfizmu metabazytów masywu Niedźwiedzia stanowi także zróżnicowanie petrograficzne skał w profilu masywu. Na szczególne podkreślenie zasługują następujące zależności:

- najczęstsze występowanie amfibolitów piroksenowo-granatowych i granatowych, rejestrujących warunki zbliżone do pików metamorfizmu, w środkowej części masywu,
- najczęstsze występowanie amfibolitów rejestrujących niższy stopień metamorfizmu w brzeżnych częściach masywu (w partii spągowej silnie dominują amfibolity epidotowe, a w partii stropowej szczególnie częste są amfibolity biotytowe),

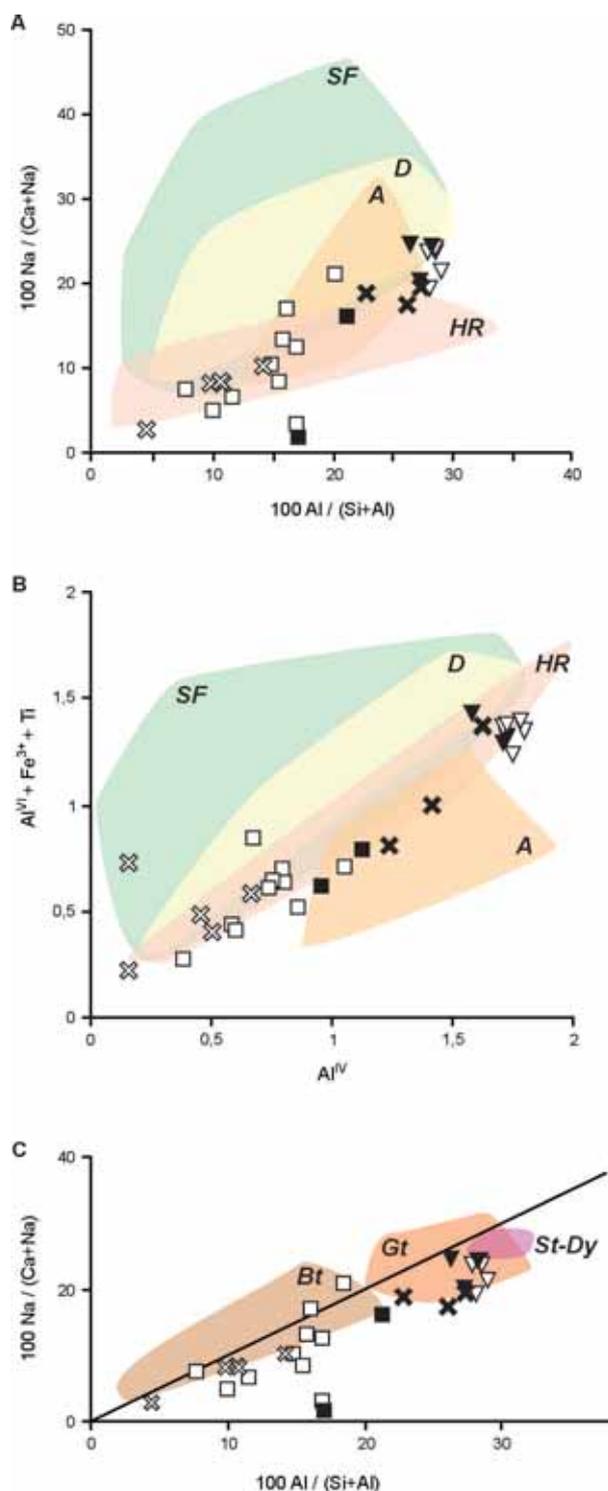


Fig. 11. Skład amfiboli z próbek 383,3, 510,0 i 1482,5 na diagramach Lairda i Albeego (1981)

Oznaczenia próbek jak na fig. 6. SF – serie wysokociśnieniowe Sangabawa i Franciscan, D – seria średniociśnieniowa Dalradian, HR – seria średniociśnieniowa Haast River, A – seria niskociśnieniowa Abukuma, Bt – strefa biotytowa, Gt – strefa granatowa, St-Dy – strefa staurolitowo-dystenowa

Composition of amphiboles from samples 383.3, 510.0 and 1482.5 in the diagrams of Laird and Albee (1981)

For symbols see Fig. 6. SF – high-pressure Sangabawa and Franciscan series, D – medium-pressure Dalradian series, HR – medium-pressure Haast River series, A – low-pressure Abukuma series, Bt – biotite zone, Gt – garnet zones, St-Dy – staurolite-kyanite zone

– występowanie w amfibolitach, szczególnie przy brzegach masywu, cienkich przewarstwieniach łupków zieleńcowych, rejestrujących najniższy stopień metamorfizmu,

– powszechne występowanie warstwowania, przejawiającego się naprzemianległym występowaniem odmian amfibolitów reprezentujących różne stopnie metamorfizmu.

Na podstawie powyższych danych można sądzić, że metabazyty osiągnęły pik metamorfizmu w warunkach odpowiadających pograniczu facji granulitowej i amfibolitowej, przy stosunkowo wysokich ciśnieniach. Później miał miejsce metamorfizm retrogresywny, w czasie którego warunki PT zmieniały się w kierunku pogranicza facji amfibolitowej i zieleńcowej. Retrogresja miała charakter przestrzennie niejednorodny. Szczególnie silnie przejawiała się w brzeźnych częściach masywu, eliminując w znacznym stopniu produkty piku metamorfizmu, a słabiej we wnętrzu masywu, gdzie najsilniej zmetamorfizowane metabazyty zachowały się w formie pakietów w różnym stopniu dotkniętych przez retrogresję. Spągowa część masywu, silnie zdominowana przez amfibolity epidotowe (niższa część profilu otworu Niedźwiedź IG 2) reprezentuje strefę dogłębnej retrogresji w warunkach niskotemperaturowej części facji amfibolitowej, gdzie relikty wcześniejszych etapów metamorfizmu pojawiają się sporadycznie. W wąskich strefach, zwykle na brzegach masywu, ale miejscami także wewnątrz niego, metamorfizm retrogresywny sięgnął warunków facji zieleńcowej. Efektem przestrzennie heterogenicznej retrogresji jest strefowe rozmieszczenie i warstwowe występowanie różnych odmian petrograficznych metabazytów w obrębie masywu. Istotną rolę w przebiegu tych procesów odgrywać musiała deformacja metabazytów, która jednak nie było przedmiotem szczegółowych badań niniejszej pracy.

GEOTERMOBAROMETRIA

Na wstępnym etapie przygotowywania niniejszej pracy podjęto próbę obliczenia temperatur i ciśnień metamorfizmu metabazytów masywu Niedźwiedzia w oparciu o „klasyczne” termo- i barometry geologiczne, jak np. hornblenda–plagioklaz, granat–hornblenda, klinopiroksen–granat czy granat–hornblenda–plagioklaz–kwarc (m.in. Ellis, Green, 1979; Plyusnina, 1982; Graham, Powell, 1984; Pattison, Newton, 1989; Kohn, Spear, 1990; Holland, Blundy, 1994). W praktyce wykorzystanie tych metod okazało się skomplikowane, szczególnie z uwagi na stosunkowo dużą liczbę możliwych do zastosowania geotermometrów oraz dużą liczbę kalibracji istniejących dla poszczególnych metod. Sondażowe obliczenia dawały wyniki znacznie różniące się od siebie, nawet dla minerałów w obrębie pojedynczej próbki, w zależności od zastosowanej metody i kalibracji. Wobec dużej liczby niespójnych wyników możliwości poprawnej ich interpretacji oraz wiarygodnego określenia warunków PT wydawały się raczej problematyczne. Niewątpliwie, rozrzut uzyskanych wartości związany był po części ze zmiennością warunków PT w czasie ewolucji metamorficznej metabazytów, ale w znacznej mierze wynikał też zapewne z rozbieżności

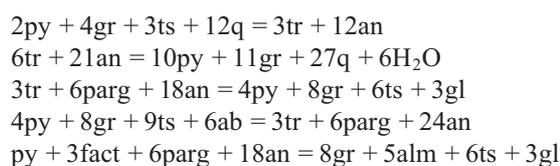
modeli i danych termodynamicznych przyjmowanych przez autorów poszczególnych metod i kalibracji (dyskusja tej problematyki zawarta jest m.in. w pracy Speara, 1993).

Wobec trudności z „klasycznymi” metodami geotermobarometrii, do obliczenia ciśnień i temperatur, w jakich zachodził metamorfizm metabazytów masywu Niedźwiedzia wykorzystano program komputerowy THERMOCALC (Powell, Holland, 1988; wersja 3,21; <http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/thlinks.html>). Program ten określa warunki PT krystalizacji zespołów mineralnych w oparciu o przebieg krzywych równowag reakcji pomiędzy minerałami wchodzącymi w skład badanego zespołu, a ściślej, pomiędzy tworzącymi te minerały ogniwami skrajnymi. Warunki krystalizacji w polu P–T wyznacza obszar, w którym przecinają się krzywe równowag reakcji. Do obliczeń wykorzystywana jest wewnętrznie spójna baza danych termodynamicznych oraz przyjmowane są ujednocnione modele aktywności ogniw skrajnych w kryształach mieszanych. W porównaniu z „klasycznymi” metodami geotermobarometrii, bazującymi na niezależnie skonstruowanych i skalibrowanych termi i barometrach, podejście takie umożliwia bardziej precyzyjne oszacowanie temperatur i ciśnień metamorfizmu (Spear, 1993). Przy wynikach obliczeń program THERMOCALC podaje także parametry statystyczne, które umożliwiają wstępną ocenę wiarygodności obliczonych temperatur i ciśnień i odrzucenie najsłabszych statystycznie wyników.

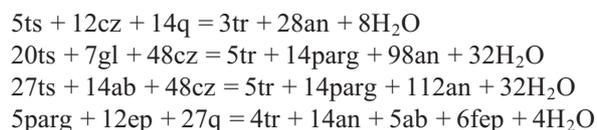
Statystycznie znaczące oznaczenia temperatur i ciśnień metamorfizmu uzyskano w większości próbek badanych na mikrosondzie elektronowej, wykorzystując dwa typy zespołów mineralnych:

- granat–amfibol–plagioklaz–kwarc, oraz
- amfibol–plagioklaz–epidot (zoizyt)–kwarc.

Pierwszy z tych zespołów występuje w amfibolitach piroksenowo–granatowych i granatowych, a drugi w amfibolitach epidotowych i zoizytowych. Przykładowo, dla zespołu granat–amfibol–plagioklaz–kwarc, program liczył warunki PT krystalizacji na podstawie reakcji mineralnych typu:



W przypadku zespołu amfibol–plagioklaz–epidot–kwarc wykorzystywane były m.in. takie reakcje, jak:



gdzie: ab – albit, alm – almandyn, an – anortyt, cz – klinozoizyt, ep – epidot, fact – ferroaktynolit, fep – ferroepidot, gl – glaukofan, gr – grossular, parg – pargasyt, py – piroper, q – kwarc, tr – tremolit, ts – tschermakit).

Wyniki obliczeń wraz z wykazem analiz minerałów wykorzystanych do ich przeprowadzenia zestawione są w **tabeli 4**. W większości próbek obliczenia prowadzono osobno

dla jąder i brzegów kryształów wykorzystując średnie z oznaczeń w kilku blastach (jeżeli dostępna była większa liczba analiz danego minerału) lub wykorzystując składy sąsiadujących/stykających się ze sobą minerałów. W próbce 820,8B do obliczeń wykorzystano skład jądra granatu i występujących w nim wrostków amfibolu i plagioklazu. Obliczenia wykonywane były dla aktywności H_2O równej 1 oraz 0,5. Obliczenia dla $a_{H_2O}=1$ dają temperatury i ciśnienia wyższe (średnio o $28^\circ C$ i 0,6 kbar) niż dla $a_{H_2O}=0,5$. Wyniki dla $a_{H_2O}=1$ reprezentują zatem maksymalne wartości PT dla danego zestawu minerałów.

Obliczone wartości temperatur i ciśnień (dla $a_{H_2O}=1$) na tle facji metamorfizmu regionalnego przedstawia figura 12. Dla zespołu mineralnego granat–amfibol–plagioklaz–kwarc w amfibolitach granatowych i piroksenowo–granatowych obliczone wartości temperatur i ciśnień zmieniają się w granicach $909\text{--}658^\circ C$ i $14,5\text{--}10,9$ kbar (dla $a_{H_2O}=1$). Takie

wartości PT odpowiadają warunkom na pograniczu facji amfibolitowej, granulitowej i eklogitowej. W większości próbek (z wyjątkiem 820,8B) uzyskano wyniki zarówno dla jąder, jak i brzegów blastów. Jednak wyniki dla brzegów blastów są statystycznie mniej wiarygodne i na ogół obarczone większymi błędami. Ponadto, porównanie obliczonych wartości PT w parach jądro–brzeg ze stylem budowy pasowej w badanych minerałach (tab. 3) wskazuje na rozbieżności trudne do zinterpretowania. Można sądzić, że w wyniku przemian o charakterze retrogresywnym, których efekty są powszechnie widoczne w badanych próbkach, skład brzegów współwystępujących minerałów ulegał modyfikacjom nie osiagając stanu równowagi, natomiast skład chemiczny środków blastów został zmieniony w mniejszym stopniu. Przyjmując za bardziej wiarygodne obliczenia dla środków blastów, uzyskuje się średnie wartości temperatury i ciśnienia krystalizacji zespołu granat–amfibol–plagioklaz–kwarc

Tabela 4

Wartości temperatury i ciśnienia metamorfizmu metabazytów obliczone przy pomocy programu THERMOCALC (Powell, Holland, 1988)

Temperature and pressure values of metamorphism of the metabasites calculated using the THERMOCALC software (Powell, Holland, 1988)

Próbka	Zespół minerałów	a_{H_2O}	T [$^\circ C$]	Sd [$^\circ C$]	P [kbar]	Sd [kbar]
227,6	(1) GAP c	1	817	88	14,3	2,3
		0,5	785	78	13,8	2,1
	(2) GAP r	1	909	194	13,8	3,5
		0,5	860	172	13,2	3,4
383,3	(3) APE c	1	539	25	(7,0)	–
		0,6	529	25	(7,0)	–
820,8A	(4) GAP c	1	762	67	10,9	1,5
		0,5	728	62	10,3	1,4
	(5) GAP r	1	722	65	13,1	1,7
		0,5	671	66	11,9	1,8
820,8B	(6) GAP c	1	859	117	14,5	2,5
		0,5	822	110	13,7	2,4
1108,5	(7) GAP c	1	658	56	10,5	1,4
		0,5	635	52	10,1	1,3
	(8) GAP r	1	711	103	11,2	2,4
		0,5	682	100	10,6	2,4
1482,5	(9) APE c	1	550	79	6,1	2,2
		0,5	539	123	6,6	3,4
	(10) APE r	1	543	101	7,3	2,7
		0,5	539	105	7,9	3

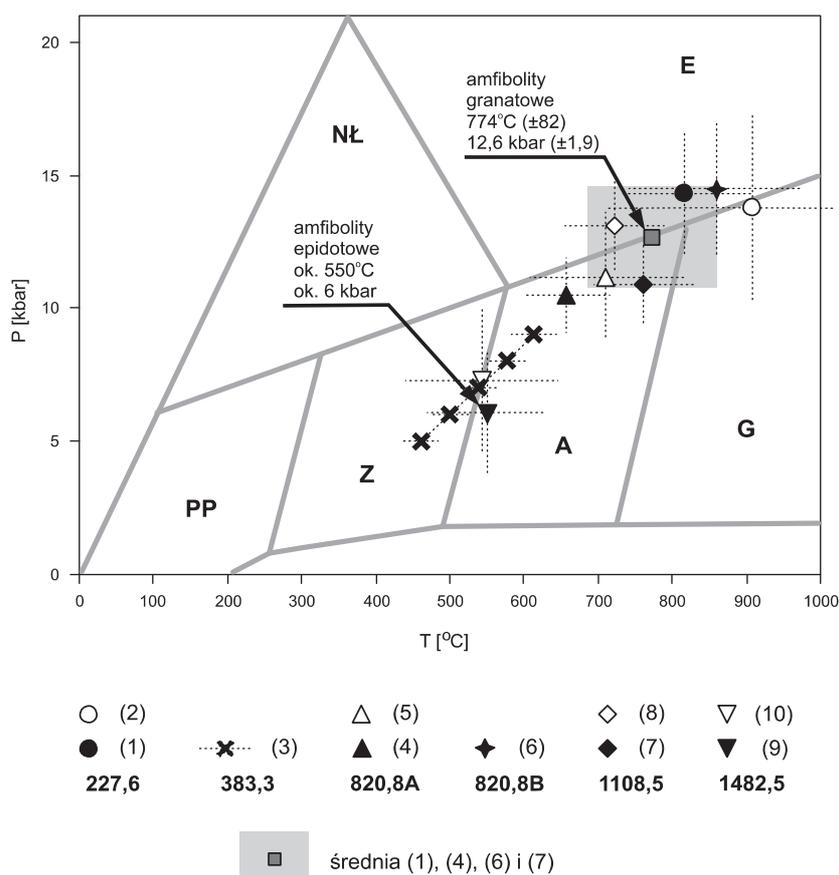
Sd – odchylenie standardowe, *standard deviation*

Zespoły minerałów, *mineral assemblages*: GAP – granat–amfibol–plagioklaz, *garnet–amphibole–plagioclase*; APE – amfibol–plagioklaz–epidot (klinozoiżyt, zoiżyt), *amphibole–plagioclase–epidote (clinzoisite, zoisite)*; c – środki ziarn, *cores*; r – brzegi ziarn, *rims*

Analizy minerałów wykorzystane do obliczeń (jeśli podano więcej niż jedną analizę, do obliczeń wykorzystano ich średnią), *list of analyses used in the calculations (if more than one analysis is given, the mean was used in the calculations)*:

(1) 208–204, 206, 195, 221–192, 199; (2) 211–203, 205, 220–193, 197, 198; (3) 7, 8, 11–1, 6–20; (4) 160, 165, 178–154, 182–170, 183; (5) 166–167–172; (6) 38–42–33; (7) 90–76, 86, 87–67; (8) 94–74–71; (9) 114, 117, 120–113–124, 126; (10) 115, 116, 118, 119–110, 112–127.

Wyniki analiz są zamieszczone w załącznikach 1–4, *the analyses are shown in Appendices 1–4*



Wartości P, T dla próbek i zespołów mineralnych z tabeli 3 (dla $a_{H_2O}=1$)

Fig. 12. Temperatury i ciśnienia metamorfizmu metabazytów masywu Niedźwiedzia obliczone przy pomocy programu THERMOCALC (tab. 4) na tle facji metamorficznych (granice facji wg Bucher, Frey, 2002)

PP – facja prehnitowo-pumpellyitowa, Z – facja zielenicowa, A – facja amfibolitowa, G – facja granulitowa, NŁ – facja niebieskich łupków, E – facja eklogitowa

The temperatures and pressures of metamorphism of the Niedźwiedź massif metabasites calculated using the THERMOCALC software (Table 4) within the PT framework of the metamorphic facies (facies boundaries after Bucher and Frey, 2002)

PP – prehnite-pumpellyite facies, Z – greenschist facies, A – amphibolite facies, G – granulite facies, NŁ – blueschist facies, E – eclogite facies

wynoszące $774^{\circ}\text{C} (\pm 82^{\circ}\text{C})$ i $12,6 \text{ kbar} (\pm 1,9 \text{ kbar})$. Wartości te odpowiadają najwyższym temperaturom i ciśnieniom facji amfibolitowej, na granicy z facją eklogitową i granulitową, co pozostaje w zgodności z jakościowymi szacunkami warunków metamorfizmu amfibolitów piroksenowo-granatowych i granatowych omówionymi w poprzednim rozdziale.

Podane powyżej wartości odpowiadać mogą warunkom zbliżonym do piklu metamorfizmu metabazytów. Jednakże występowanie w metabazytach klinopiroksenu sugeruje, że maksymalne temperatury metamorfizmu mogły być wyższe. Próby obliczeń PT w zestawie minerałów klinopiroksen – granat – amfibol – plagioklaz – kwarc w próbce 820,8B nie dają jednak wiarygodnych wyników, co tłumaczyć można wpływem retrogresji na skład chemiczny minerałów. Piroksen ma w tej próbce charakter wyraźnie reliktowy, a obserwowany obecnie skład granatu, amfibolu i plagioklazu kształtował się prawdo-

podobnie w temperaturach niższych, niż krystalizował klinopiroksen, zapewne na dosyć wczesnym etapie retrogresji.

Dla zespołu minerałów amfibol – plagioklaz – epidot – kwarc obliczenia temperatur i ciśnień dla środków blastów w próbce 1482,5 dały wyniki $550^{\circ}\text{C} (\pm 79^{\circ}\text{C})$ i $6,1 \text{ kbar} (\pm 2,2 \text{ kbar})$ przy $a_{H_2O}=1$. Również w tym wypadku wyniki dla brzegów blastów obciążone są większymi błędami i wydają się mniej wiarygodne. Tym niemniej, obydwie pary wartości mieszczą się w podobnym zakresie, odpowiadającym niskotemperaturowemu i średniociśnieniowemu przedziałowi facji amfibolitowej (w granicach subfacji epidotowo-amfibolitowej). Wynik taki jest zgodny z jakościowymi wskaźnikami warunków metamorfizmu omówionymi w poprzednim rozdziale. W próbce 1482,5 nie powiodły się próby obliczenia temperatur i ciśnienia krystalizacji biotyту, który pojawia się lokalnie na brzegach blastów amfibolu jako minerał re-

trogresywny. Negatywny rezultat obliczeń PT może być związany ze stosunkowo słabą jakością analiz biotyty i/lub brakiem równowagi między poszczególnymi fazami mineralnymi.

Najbardziej kłopotliwe dla wyznaczenia temperatur i ciśnień metamorfizmu okazały się amfibolity zoizytowe. W próbce 510,0 nie udało się uzyskać wiarygodnych wyników, a w próbce 383,3 możliwe było jedynie obliczenie temperatury krystalizacji dla zadanego zakresu ciśnień. W tabeli 4 podano wartość temperatury dla $P=7$ kbar, a na figurze 12 zaznaczono wartości temperatur obliczone dla ciśnień w zakresie 5–9 kbar, co 1 kbar. Problemy z obliczeniem warunków

PT dla amfibolitów zoizytowych wynikają zapewne z faktu, że skład chemiczny tworzących je minerałów może nie reprezentować warunków równowagi. W szczególności, stosunkowo wysokie zawartości anortytu w plagioklazach tych skał kontrastują ze składem amfiboli, które są bogate w Si (tab. 3). Uzyskane przy pomocy programu THERMOCALC oznaczenia temperatur sugerują jednak, że amfibolity zoizytowe rejestrują dosyć podobne warunki metamorfizmu, co amfibolity epidotowe. Podsumowując można stwierdzić, że wartości temperatur i ciśnień obliczone dla amfibolitów epidotowych i zoizytowych odpowiadają późnemu etapowi retrogresywnej fazy metamorfizmu metabazytów.

GEOCHEMIA METABAZYTÓW

PROBLEM MOBILNOŚCI PIERWIĄSTKÓW W CZASIE METAMORFIZMU

Metabazyty masywu Niedźwiedzia reprezentują skały o wysokim stopniu metamorfizmu. Można podejrzewać, że w trakcie metamorfizmu, w wyniku takich procesów jak metasomatoza czy częściowe topienie, skład chemiczny tych skał mógł ulegać zmianom i obecnie różni się w pewnym stopniu od składu protolitu. Za pierwiastki szczególnie „mobilne” w czasie procesów metamorficznych uznawane są m.in. sód, potas, krzem i inne pierwiastki o niskim potencjale jonowym (tzw. LILE), np. Rb, Sr, Ba. W odróżnieniu od nich, pierwiastki o wysokim potencjale jonowym (tzw. HFSE), m.in. Zr, Nb, Y, Ti, P, Th i pierwiastki ziem rzadkich, uznawane są za „niemobilne” lub „słabo mobilne” (np. Winchester, Floyd, 1977; Kryza, 1993; Rollinson, 1993; Muszyński, 1994), nawet w warunkach sięgających facji eklogitowej i granulitowej (np. Crowley i in., 2002; Kryza, Pin, 2002; Štědra i in., 2002).

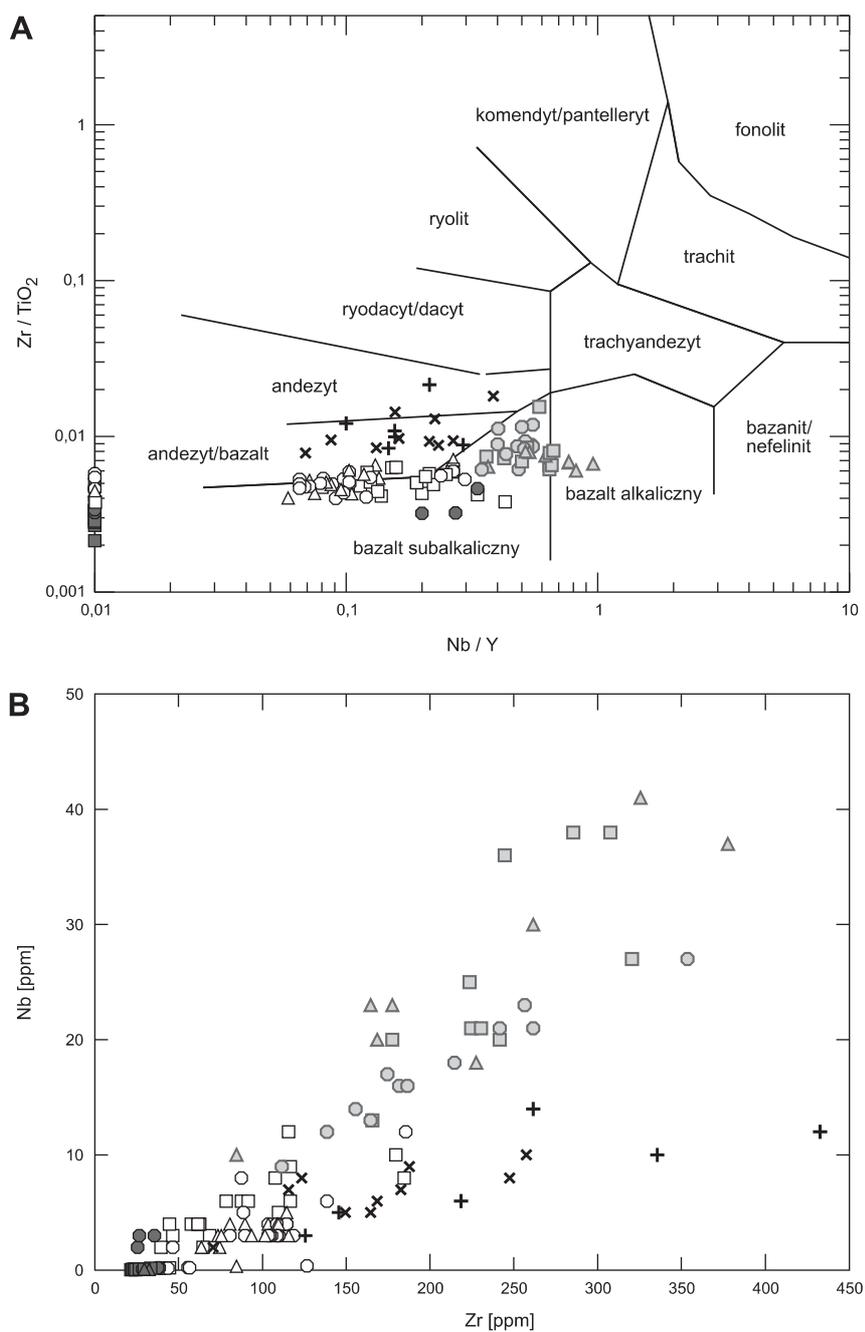
W przedstawionej poniżej charakterystyce geochemicznej metabazytów wykorzystano zarówno pierwiastki „niemobilne”, jak i „mobilne”. Analiza zmienności geochemicznej w obydwu grupach składników prowadzi do wniosku, że wpływ procesów metamorficznych na skład chemiczny skał był w przypadku metabazytów Niedźwiedzia generalnie niewielki, a większe zmiany typu metasomatycznego zachodzić mogły tylko w niektórych skałach w stropowej części masywu (szczegóły poniżej). Jednakże, dla uniknięcia wątpliwości, zagadnienia genetyczne, szczególnie dotyczące ewolucji magmowej protolitów metabazytów i środowiska paleogeotektonicznego magmatyzmu rozważane są przede wszystkim na podstawie pierwiastków z grupy „niemobilnych”.

GLÓWNE GRUPY GEOCHEMICZNE METABAZYTÓW I ICH CHARAKTERYSTYKA

Charakterystykę geochemiczną metabazytów masywu Niedźwiedzia oparto na analizach 123 próbek, w których oznaczono pierwiastki główne i śladowe oraz 42 próbkach, w których oznaczono pierwiastki ziem rzadkich. Najbardziej reprezentatywne analizy chemiczne zawierają załączniki 8 i 9.

Pozycję systematyczną metabazytów masywu Niedźwiedzia ilustruje diagram $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (fig. 13A). Zdecydowana większość analizowanych próbek koncentruje się w polu bazaltów subalkalicznych, mniej licznie pojawiają się w sąsiednich polach bazaltów/andezytów, andezytów i bazaltów alkalicznych. Ponieważ część próbek posiada bardzo niskie zawartości Nb, (poniżej progu wykrywalności metodą XRF) (fig. 13B) ich położenie zaznaczono schematycznie na brzegu pola bazaltów subalkalicznych, wzdłuż lewej krawędzi wykresu (fig. 13A). Analizy chemiczne metabazytów naniesiono także na diagramy TAS i AFM (fig. 14). Na diagramie TAS zdecydowana większość analiz grupuje się w polu bazaltów, mniej liczne punkty lokują się w polach bazaltowych andezytów i andezytów, a pojedyncze w polach pikrytów i foidytów. Na diagramie AFM metabazyty tworzą stromy trend z silnym wzbogaceniem w Fe, co odpowiada cechom serii toleitowej. Kilkanaście próbek lokuje się w środkowej części trójkąta AFM, w polu serii wapniowo-alkalicznej.

Na podkreślenie zasługuje duża zgodność klasyfikacji metabazytów Niedźwiedzia opartej na pierwiastkach głównych, w tym potencjalnie mobilnych w czasie metamorfizmu (np. SiO_2 , Na_2O , K_2O), z podziałem opartym na pierwiastkach uznawanych za niemobilne (np. Zr, Ti, Nb, Y). W szczególności, zarówno na podstawie diagramu Winchestera i Floyda, jak i diagramu TAS, można jednoznacznie zaliczyć większość metabazytów (puste symbole na diagramach) do metabazaltów subalkalicznych ze względu na niskie wartości stosunku Nb/Y oraz, konsekwentnie, niskie zawartości alkaliów. Próbkę, które na diagramie $Zr/TiO_2-Nb/Y$ tworzą grupę o niskich zawartościach Nb (brzeg diagramu) wyraźnie grupują się też na diagramach TAS i AFM (ciemnoszare symbole). Kolejna grupa próbek, które na diagramie Winchestera i Floyda lokują się w polach bazaltów/andezytów i andezytów (krzyżyki), również na diagramie TAS wyróżniają się większymi zawartościami krzemionki i zajmują analogiczne pola. Z kolei metabazyty o najwyższych wartościach stosunku Nb/Y (jasnoszare symbole), o cechach przejściowych między bazaltami subalkalicznymi i alkalicznymi, również na diagramach TAS i AFM wykazują zwiększone zawartości alkaliów w porównaniu z zasadniczą grupą metabazytów (puste symbole). Metabazyty z grupy przejściowej wykazują większy niż inne



Grupy chemiczne	Próbki	Niedźwiedź IG 1	Niedźwiedź IG 2	Odsłonięcia powierzchniowe
Metabazyty toleitowe		△	□	○
Metabazyty toleitowe wysokomagnezowe		▲	■	●
Metabazyty przejściowe		△	◻	◉
Metaandezyty		×		+

Fig. 13. Klasyfikacja geochemiczna metabazytów masywu Niedźwiedzia na podstawie pierwiastków śladowych

A – diagram $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (Winchester, Floyd, 1977), **B** – diagram $Nb-Zr$

The geochemical classification of the Niedźwiedź Massif metabasites based on trace elements

A – the $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diagram (Winchester, Floyd, 1977), **B** – the $Nb-Zr$ plot

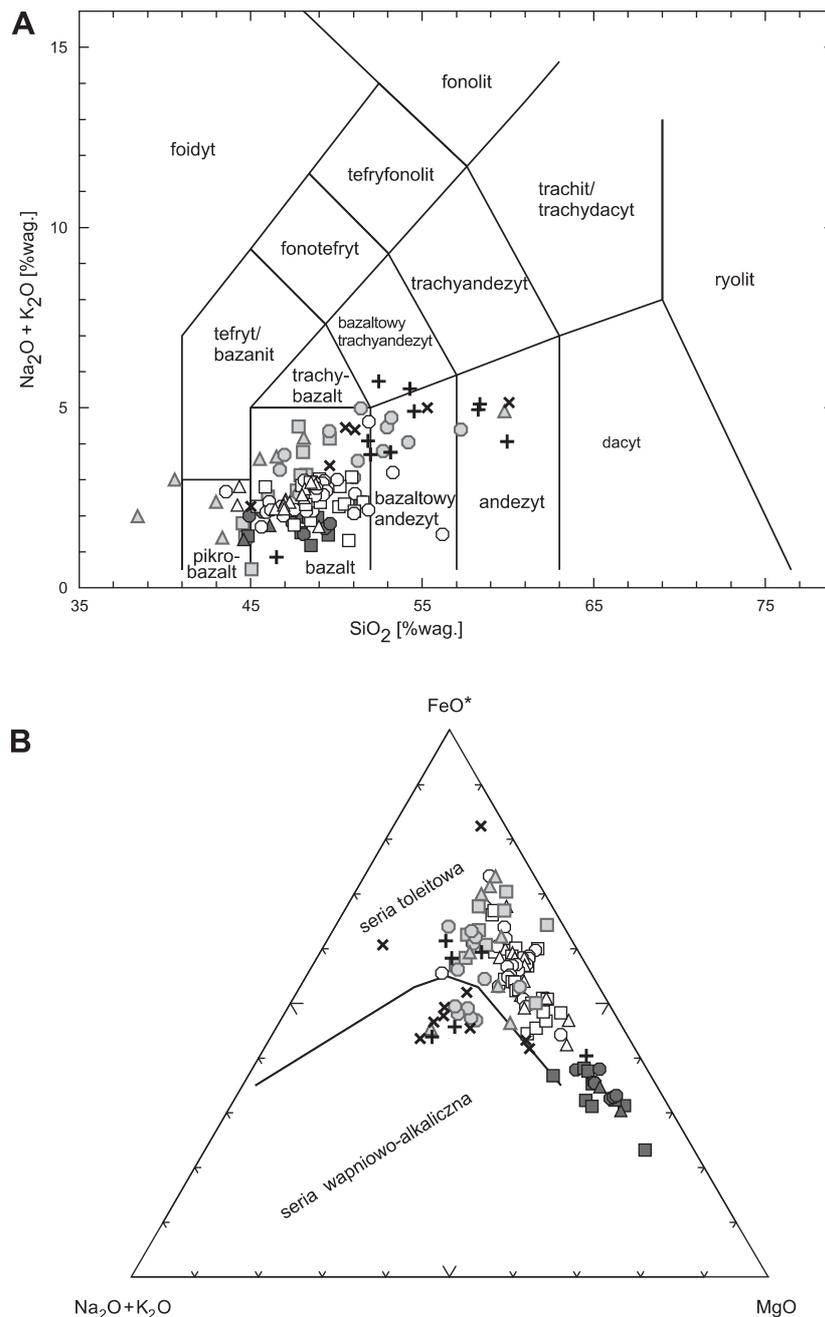


Fig. 14. Klasyfikacja geochemiczna metabazytów masywu Niedźwiedzia na podstawie pierwiastków głównych

A – diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Le Maitre i in., 1989), **B** – diagram AFM (Irvine, Baragar, 1971); FeO^* – całość Fe jako FeO; symbole jak na fig. 13

The geochemical classification of the Niedźwiedź Massif metabasites based on major elements

A – the $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram (Le Maitre *et al.*, 1989), **B** – the AFM diagram (Irvine, Baragar, 1971); FeO^* – total Fe as FeO; for symbols see Fig. 13

próbki rozrzut zawartości krzemionki, odzwierciedlający zapewne mobilność SiO_2 w czasie metamorfizmu (np. dwie próbki z pola foidytów na diagramie TAS mogły doznać istotnego zubożenia w SiO_2 , jak też Na_2O i K_2O).

Przedstawione zależności wskazują, że zmiany składu chemicznego skał masywu Niedźwiedzia związane z procesami

metamorficznymi były w większości próbek niewielkie. Efekty „mobilności” pierwiastków ograniczają się do drobnych zmian, nie zacierających magmowych cech protolitytów, lecz powodujących np. zwiększony rozrzut punktów na niektórych diagramach geochemicznych. Tylko pojedyncze próbki wykazują objawy poważniejszych zmian składu chemicznego.

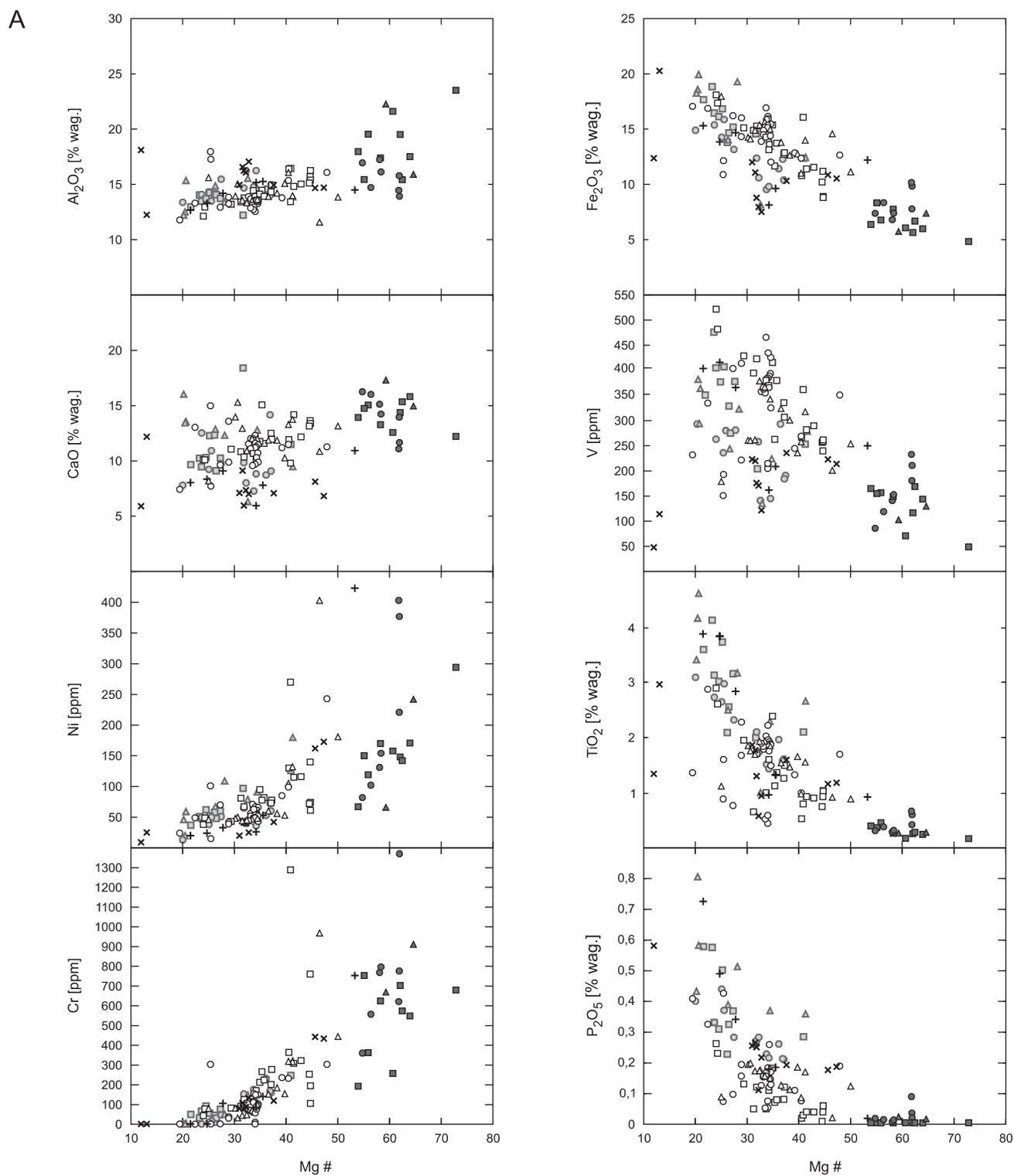


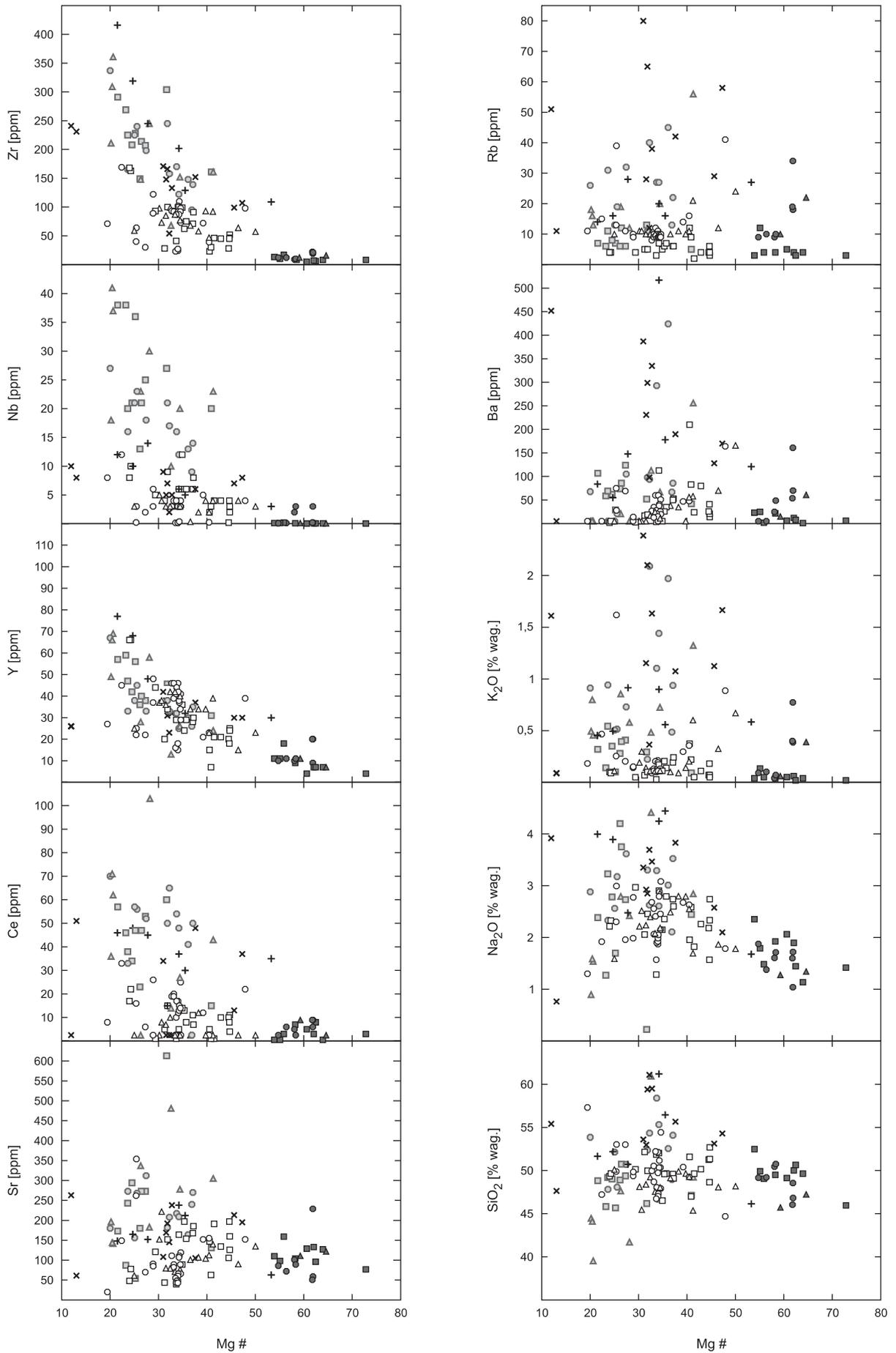
Fig. 15 (A i B). Zróżnicowanie zawartości pierwiastków głównych i śladowych w metabazytach masywu Niedźwiedzia w zależności od liczby magnezowej [$\text{Mg \#} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, całość Fe jako Fe_2O_3]

Symbole jak na [fig. 13](#)

The variation of major and trace element contents in the Niedźwiedź Massif metabasites plotted against the magnesium number [$\text{Mg \#} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, total Fe as Fe_2O_3]

For symbols see [Fig. 13](#)

B



Na podstawie diagramów Zr/TiO₂-Nb/Y, Zr-Nb oraz pomocniczo TAS i AFM, można zatem wyróżnić wśród metabazytów masywu Niedźwiedzia trzy główne grupy skał:

- metabazyty toleitowe (z podgrupą metabazytów wysokomagnezowych),
- metabazyty przejściowe
- metaandezyty.

Metabazyty toleitowe reprezentują najliczniejszą grupę skał (ok. 63% próbek), które charakteryzują się niskimi wartościami stosunku Nb/Y i najniższym spośród wyróżnionych grup stosunkiem Zr/TiO₂ (w niemal wszystkich próbkach, odpowiednio, <0,3 i 0,002–0,006). Odmianę metabazytów toleitowych stanowią metabazyty wysokomagnezowe, wyróżniające się bardzo niskimi koncentracjami wielu niedopasowanych pierwiastków śladowych (m.in. Nb) i niskimi stosunkami Zr/TiO₂ przy wysokich zawartościach MgO (np. na diagramie AFM). Metaandezyty stanowią najmniej liczną grupę skał (13 % próbek). Wykazują podobną do metabazytów toleitowych zmienność stosunku Nb/Y, ale wyraźnie wyższe stosunki Zr/TiO₂ (zwykle 0,008–0,022). Metabazyty przejściowe natomiast (24% próbek) posiadają najwyższe wartości Nb/Y (0,3–1) przy stosunku Zr/TiO₂ (zwykle 0,006–0,010) pośrednim między dwoma pozostałymi grupami.

Dalszą ilustrację cech geochemicznych metabazytów stanowi [figura 15](#), przedstawiająca zmienność zawartości niemal wszystkich analizowanych pierwiastków w zależności od liczby magnezowej Mg# [$Mg\# = MgO/(MgO+Fe_2O_3)$ w % wag., całość Fe jak Fe₂O₃]. Na większości wykresów widoczne są dobre liniowe korelacje przedstawionych tam wartości. Na wszystkich diagramach wyraźnie wyodrębniają się metabazyty wysokomagnezowe. Do ich charakterystycznych cech należą najwyższe wartości Mg# (0,54–0,73, a w pozostałych próbkach zazwyczaj < 0,48), najwyższe koncentracje Mg, Al, Ca, Cr i Ni, oraz najniższe zawartości Fe, Mn, Ti, P, Zr, Nb, Y, Na i K. Wraz ze spadkiem Mg# w metabazytach maleją zawartości Al, Ca, Cr i Ni, a rosną zawartości Fe, V, Ti, P, Zr, Nb, Y. Metabazyty toleitowe tworzą przy tym dosyć zwarte trendy, na tle których wyróżniają się metabazyty przejściowe i metaandezyty, wykazujące większą zmienność oraz najwyższe koncentracje Ti, P, Zr, Nb, Y, Ce. Podobne cechy widoczne są na wykresach dla K, Ba, Rb, Sr i SiO₂. Do cech charakterystycznych metaandezytów należą: silna zmienność Mg# (10–50), wysokie zawartości SiO₂ (zwykle 50–60%) oraz Al, Na, K, Ba i Rb, jak również względnie niskie zawartości Ca. Dla metabazytów przejściowych szczególnie charakterystyczne są znaczne wahania zawartości SiO₂ (37–60%) przy stosunkowo wąskim zakresie zmienności Mg# (zwykle 20–40) oraz najwyższe zawartości Nb i Sr.

Ważną cechą, którą dokumentują omawiane wykresy, jest taki sam charakter zmienności geochemicznej w grupie pierwiastków potencjalnie „mobilnych” (np. K, Ba, Rb), jak i „niemobilnych” (np. Zr, Nb, Ce). Potwierdza to tezę o niewielkim wpływie metamorfizmu na skład chemiczny metabazytów (z wyjątkiem pojedynczych próbek, jak np. metabazyty przejściowe o najniższych zawartościach SiO₂, zubożone zapewne w ten składnik w czasie metamorfizmu). Można zatem sądzić, że obserwowane trendy geochemiczne

odzwierciedlają przede wszystkim cechy magmowych protolitów metabazytów.

Rozmieszczenie punktów na omawianych diagramach wskazuje, że zmienność geochemiczna metabazytów ma charakter gradacyjny i w każdej z wydzielonych grup występują próbki o pośrednich cechach geochemicznych. Tym niemniej, reprezentatywne próbki z każdej grupy wykazują specyficzne cechy geochemiczne, co szczególnie dobrze ilustrują diagramy „pajęcze” ([fig. 16, 17, 18 i 19](#)).

Metabazyty toleitowe na diagramach pajęczych w normalizacji do bazaltów typu N-MORB ([fig. 16A](#)) wykazują niezbyt wysokie, wyrównane koncentracje i zbliżone stosunki pierwiastków o wysokim potencjale jonowym i ziem rzadkich (na wykresie od Nb do Yb), dające niemal płaskie trendy na poziomie zbliżonym do 1. Pierwiastki w lewej części diagramu – Sr, K, Rb, Ba – wykazują większe wahania koncentracji, ale w większości próbek widoczne są jednakowe cechy: pozytywne anomalie Sr i Rb. Mniej regularny przebieg linii na odcinku Th-Ta wiąże się z niskimi koncentracjami tych pierwiastków, w kilku próbkach poniżej granicy oznaczalności. Koncentracje ziem rzadkich znormalizowane względem chondrytów ([fig. 16B](#)) układają się na poziomie około 10-krotnych zawartości w chondrytach w formie płaskich lub pochylonych w lewo trendów, świadczących o zubożeniu w lekkie ziemie rzadkie. Przy normalizacji do prymitywnego płaszcza ([fig. 16C](#)) metabazyty toleitowe wykazują trendy silnie pochylone w lewo, świadczące o generalnym zubożeniu w pierwiastki niedopasowane, w szczególności w Rb, Th, Sr i lekkie ziemie rzadkie.

Metabazyty wysokomagnezowe (próbki 182,0 i 87) oraz niektóre próbki metabazytów toleitowych (próbka 935,0) wykazują specyficzne cechy geochemiczne ([fig. 17](#)). Przy normalizacji do N-MORB ([fig. 17A](#)) widoczny jest wklęsły przebieg trendów, z silnym zubożeniem w pierwiastki o wysokim potencjale jonowym oraz w ziemie rzadkie, podczas gdy zawartości Sc, Cr oraz pierwiastków o niskim potencjale jonowym są podwyższone lub podobne do N-MORB. Koncentracje ziem rzadkich są ogólnie niskie (zwykle poniżej 10-krotnych zawartości w chondrytach), przy czym obserwuje się zubożenie, rzadziej niewielkie wzbogacenie w lekkie ziemie rzadkie ([fig. 17B](#)). W próbkach 182,0 i 935,0 zaznacza się słaba pozytywna anomalia Eu. Na diagramie w normalizacji do prymitywnego płaszcza ([fig. 17C](#)) szczególnie charakterystyczne są niskie koncentracje pierwiastków o wysokim potencjale jonowym i ziem rzadkich, bardzo wyraźna jest pozytywna anomalia Sr oraz zmienne koncentracje Rb, Ba i K, na ogół podwyższone w stosunku do pozostałych pierwiastków.

Metabazyty przejściowe na wszystkich diagramach „pajęczych” wykazują stosunkowo wysokie koncentracje większości pierwiastków śladowych w porównaniu z metabazytami toleitowymi. Przy normalizacji do N-MORB oraz do prymitywnego płaszcza widoczne są wyrównane, wypukłe trendy z kulminacją na Th, Nb i Ta ([fig. 18A](#)) lub Nb ([fig. 18C](#)), wskazujące na wzbogacenie w wymienione pierwiastki oraz w lekkie ziemie rzadkie. W normalizacji do płaszcza widoczna jest negatywna anomalia Sr. Zawartości ziem rzadkich ([fig. 18B](#)) są stosunkowo wysokie i wyraźnie za-

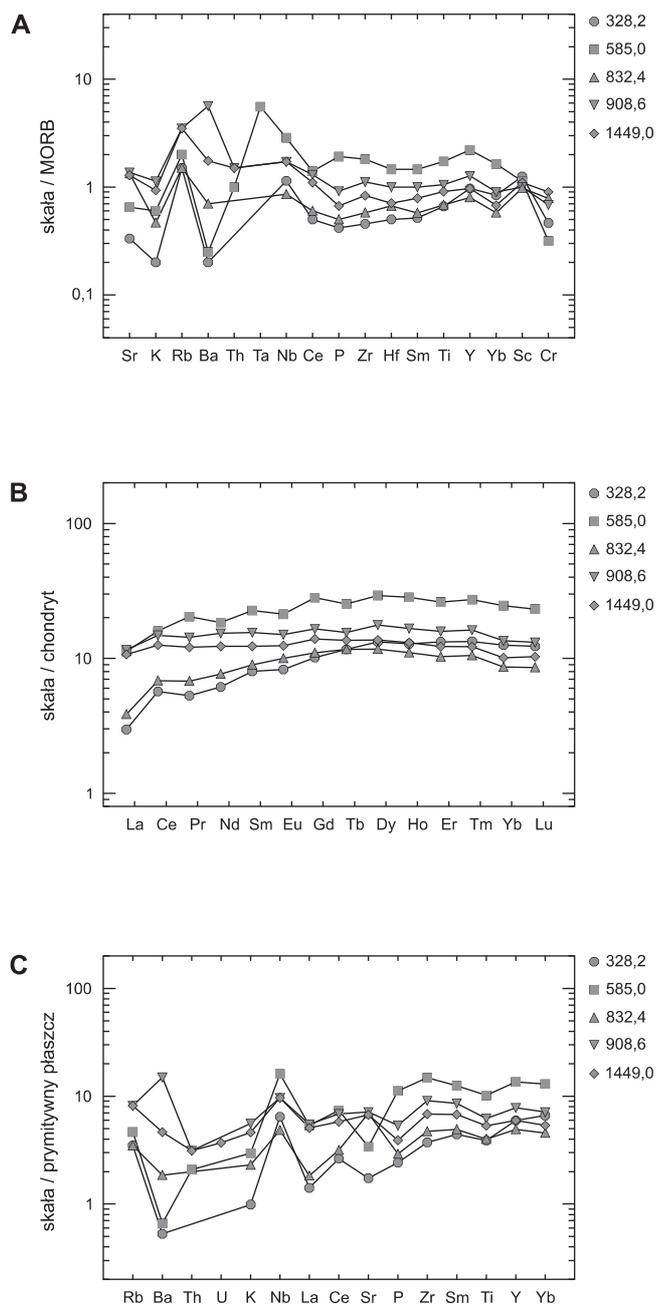


Fig. 16. Znormalizowane koncentracje pierwiastków śladowych w wybranych próbkach metabazytów toleitycznych

A – normalizacja do N-MORB (Pearce, 1983), B – ziemie rzadkie, normalizacja do chondrytów (Boynnton, 1984), C – normalizacja do pierwotnego płaszczu (Wood i in., 1979)

Normalized concentrations of trace elements in selected samples of the tholeiitic metabasites

A – normalization to N-MORB (Pearce, 1983), B – rare earth elements normalized to chondrites (Boynnton, 1984), C – normalization to the primordial mantle (Wood *et al.*, 1979)

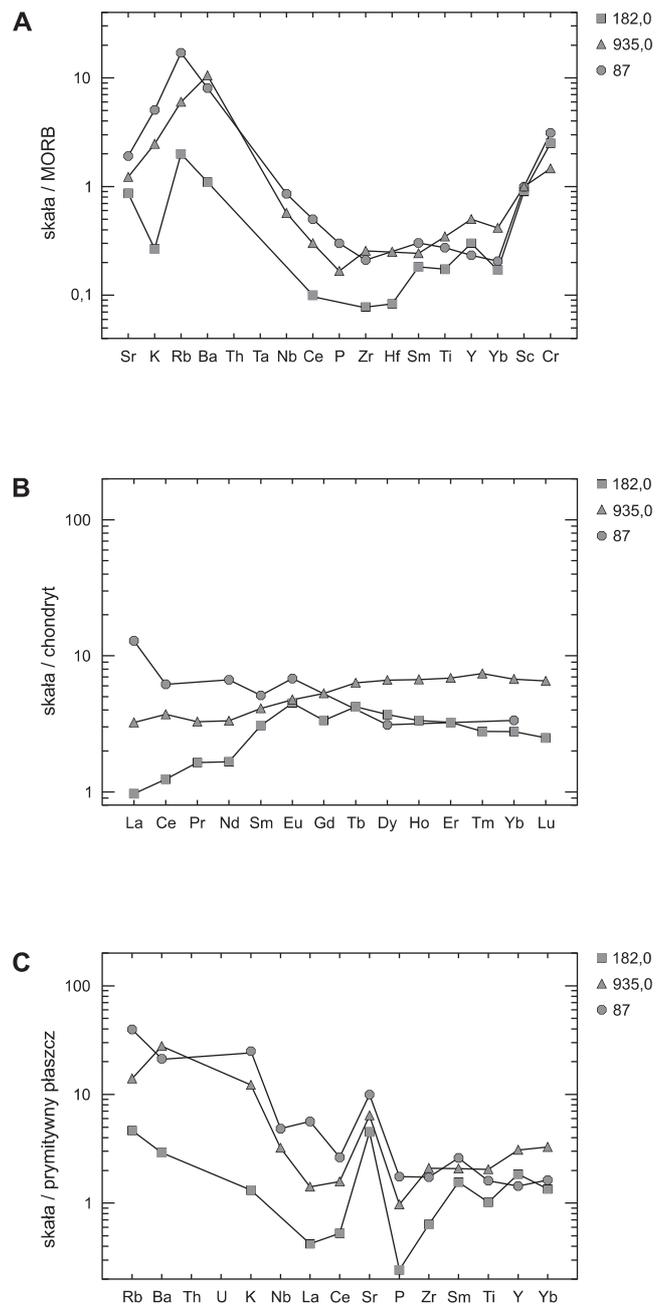


Fig. 17. Znormalizowane koncentracje pierwiastków śladowych w wybranych próbkach metabazytów toleitycznych (próbka 935,0) i wysokomagnezowych (próbki 182,0 i 87)

A – normalizacja do N-MORB (Pearce, 1983), B – ziemie rzadkie, normalizacja do chondrytów (Boynnton, 1984), C – normalizacja do pierwotnego płaszczu (Wood i in., 1979)

Normalized concentrations of trace elements in selected samples of the tholeiitic metabasites (sample 935.0) and of the high-Mg metabasites (samples 182.0 and 87)

A – normalization to N-MORB (Pearce, 1983), B – rare earth elements normalized to chondrites (Boynnton, 1984), C – normalization to the primordial mantle (Wood *et al.*, 1979)

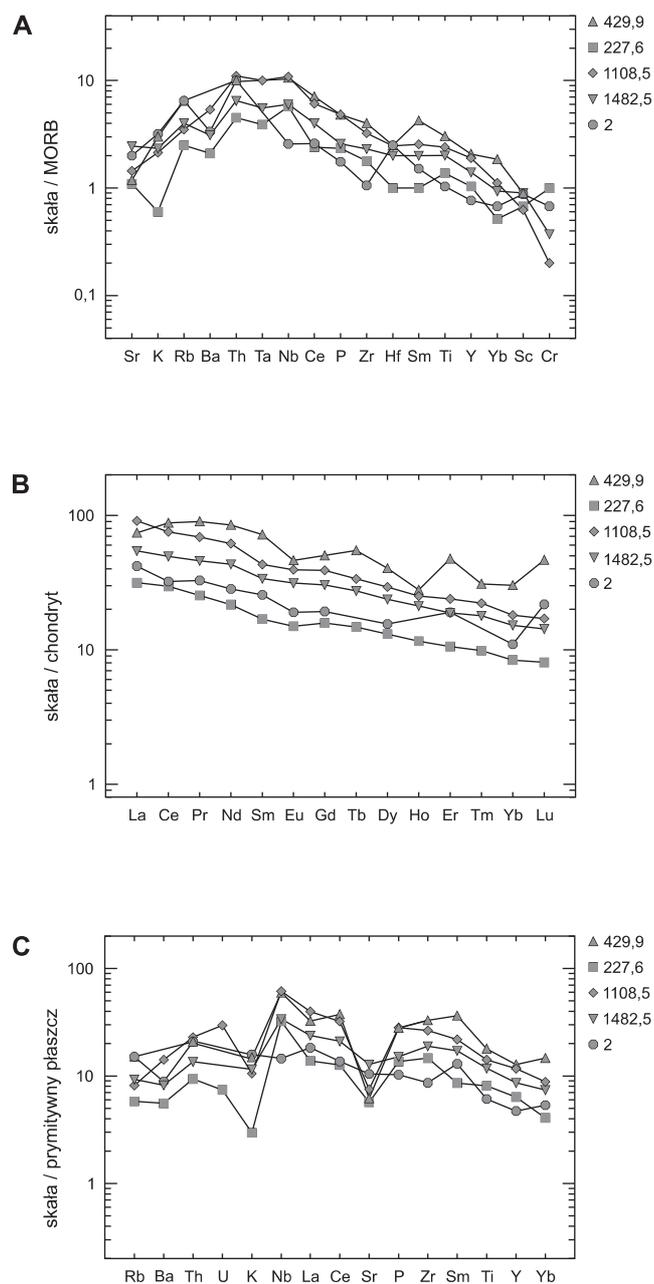


Fig. 18. Znormalizowane koncentracje pierwiastków śladowych w wybranych próbkach metabazytów przejściowych

A – normalizacja do N-MORB (Pearce, 1983), B – ziemie rzadkie, normalizacja do chondrytów (Boynton, 1984), C – normalizacja do pierwotnego płaszczca (Wood i in., 1979)

Normalized concentrations of trace elements
in selected samples of the transitional metabasites

A – normalization to N-MORB (Pearce, 1983), B – rare earth elements normalized to chondrites (Boynton, 1984), C – normalization to the primordial mantle (Wood *et al.*, 1979)

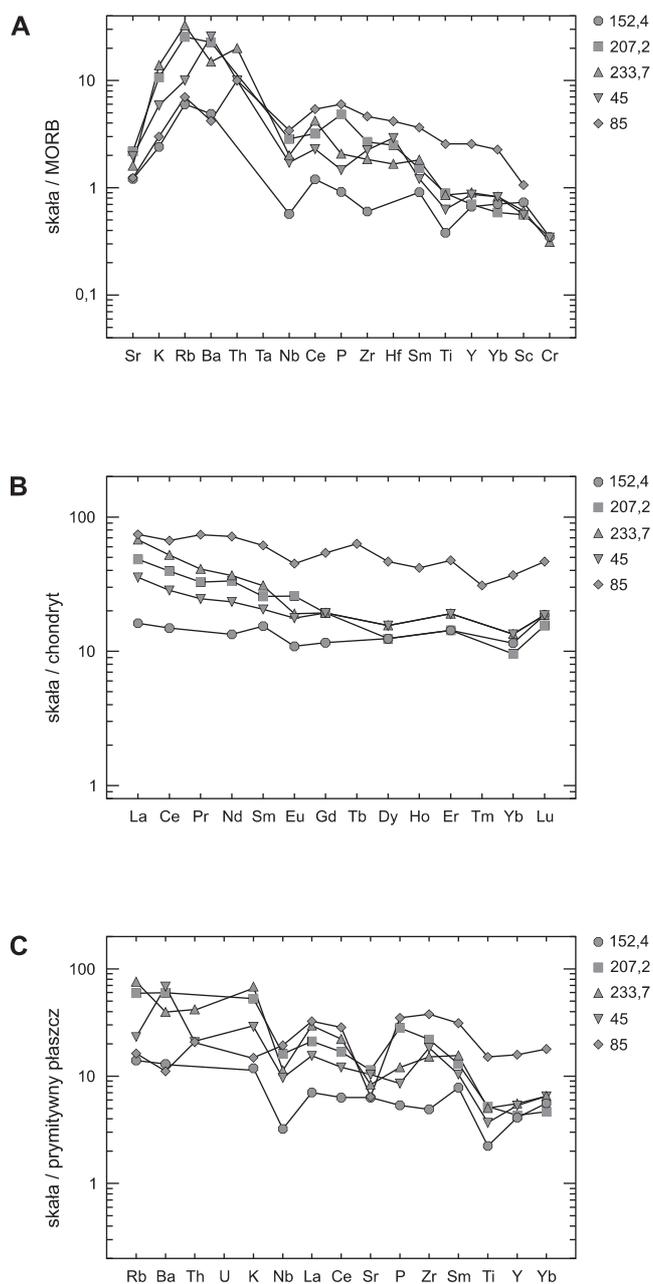


Fig. 19. Znormalizowane koncentracje pierwiastków śladowych w wybranych próbkach metaandezytów

A – normalizacja do N-MORB (Pearce, 1983), B – ziemie rzadkie, normalizacja do chondrytów (Boynton, 1984), C – normalizacja do pierwotnego płaszczca (Wood i in., 1979)

Normalized concentrations of trace elements
in selected samples of the metaandesites

A – normalization to N-MORB (Pearce, 1983), B – rare earth elements normalized to chondrites (Boynton, 1984), C – normalization to the primordial mantle (Wood *et al.*, 1979)

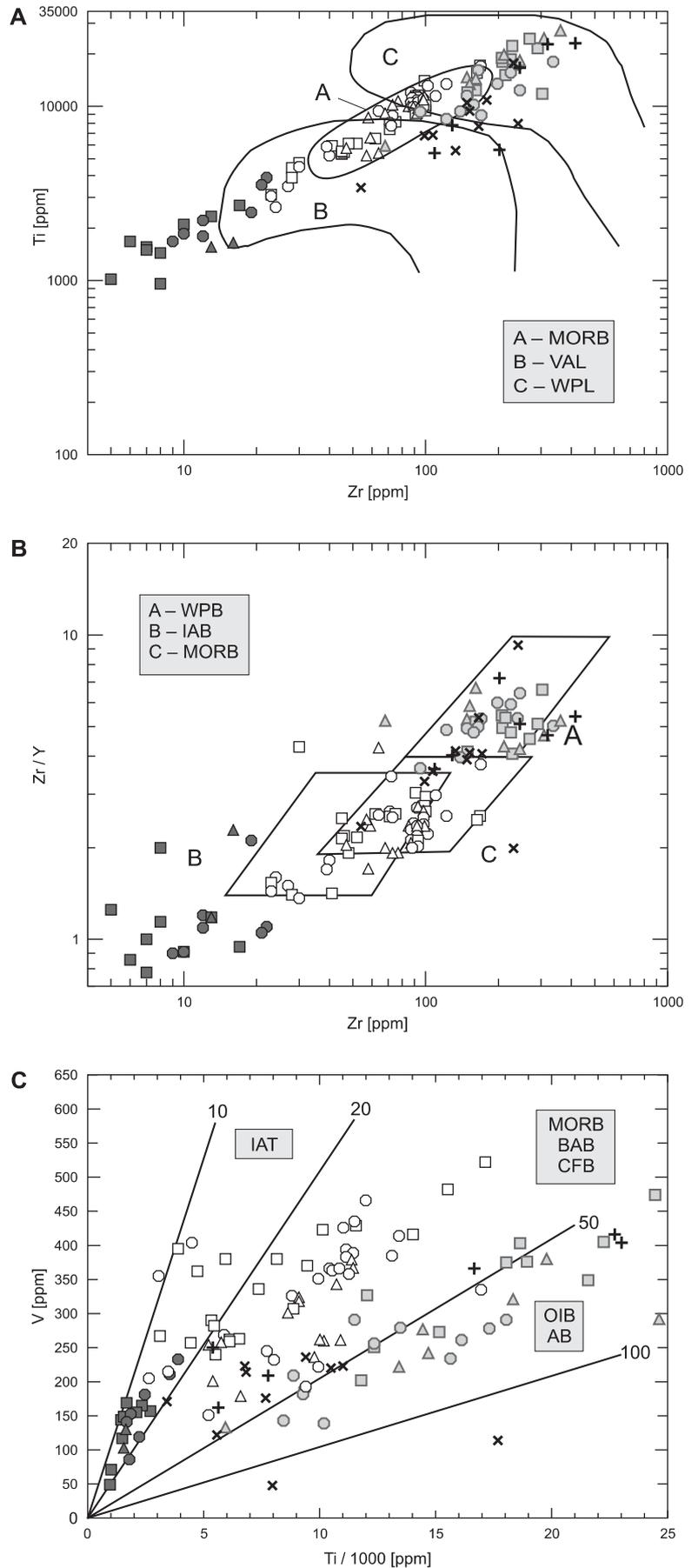


Fig. 20. Zróźnicowanie geochemiczne metabazytów masywu Niedźwiedzia na wybranych tektonomagmowych diagramach dyskryminacyjnych. A – diagram Zr–Ti (Pearce, 1982), B – diagram Zr–Zr/Y (Pearce, Norry, 1979), C – diagram Ti/1000–V (Shervais, 1982)

MORB – bazalty grzbietów śródoceanicznych, VAL – lawy łuków wulkanicznych, WPL – lawy wewnątrzpłytkowe, WPB – bazalty wewnątrzpłytkowe, IAB – bazalty łuków wyspowych, IAT – toleity łuków wulkanicznych, BAB – bazalty basenów załukowych, CFB – kontynentalne plateau bazalty, OIB – bazalty wysp oceanicznych, AB – bazalty alkaliczne; symbole jak na [fig. 13](#)

Geochemical variation of the metabasites of the Niedźwiedź Massif in selected tectonomagmatic discrimination diagrams. **A** – the Zr–Ti diagram (Pearce, 1982), **B** – the Zr–Zr/Y diagram (Pearce and Norry, 1979), **C** – the Ti/1000–V diagram (Shervais, 1982)

MORB – mid-ocean ridge basalts, VAL – volcanic arc lavas, WPL – within-plate lavas, WPB – within-plate basalts, IAB – island-arc basalts, IAT – island-arc tholeiites, BAB – back-arc basin basalts, CFB – continental flood basalts, OIB – ocean island basalts, AB – alkali basalts; for symbols see [Fig. 13](#)

znacza się wzbogacenie w lekkie i pośrednie ziemie rzadkie w stosunku do ciężkich ziem rzadkich.

Metaandezyty na diagramie pajęczym w normalizacji do N-MORB (fig. 19A) wykazują średnie i wysokie koncentracje pierwiastków śladowych oraz negatywne nachylenie trendów. Widoczne jest wzbogacenie w K, Rb, Ba i Th, a w mniejszym stopniu w Nb, Ce i P w stosunku do pierwiastków w prawej części diagramu, jak Ti, Y czy Yb. Charakterystyczne dla tych skał są negatywne anomalie Sr, Nb, Ti i Cr. Bardzo podobne cechy widoczne są przy normalizacji do prymitywnego płaszczu (fig. 19C). Zawartości i stosunki ziem rzadkich są dosyć zmienne (fig. 19B). Ciężkie i pośrednie ziemie rzadkie tworzą zwykle wyrównane, płaskie trendy na poziomie 10- do 20-krotnych wartości dla chondrytów, z niewielkim lub wyraźnym wzbogaceniem w lekkie ziemie rzadkie. Niektóre próbki (np. 85) wykazują natomiast podwyższone koncentracje wszystkich ziem rzadkich.

Diagramy „pajęcze” dokumentują znaczne zróżnicowanie geochemiczne metabazytów masywu Niedźwiedzia oraz istotne różnice między wyróżnionymi grupami metabazytów. Interpretacja i dyskusja dotycząca przyczyn tej zmienności zawarte są w dalszej części pracy. Pomijając na tym etapie zależności genetyczne, w sposób czysto opisowy można zauważyć, że metabazyty toleitowe mają cechy bazaltów typu N-MORB, metabazyty wysokomagnezowe są pod pewnymi względami podobne do toleitów łuków wulkanicznych, metabazyty przejściowe odpowiadają bazaltom wewnątrzpłytkowym, a metaandezyty mają zmienne cechy geochemiczne, przypominające wulkanity wewnątrzpłytkowe lub związane ze strefami subdukcji. Geochemia pierwiastków potencjalnie „mobilnych” konsekwentnie nawiązuje przy tym do pierwiastków „niemobilnych”, wspierając tezę o niewielkim wpływie procesów metamorficznych na skład chemiczny metabazytów Niedźwiedzia.

Podobnego obrazu zróżnicowania geochemicznego metabazytów dostarczają tektonomagmowe diagramy dyskryminacyjne (fig. 20). Na przedstawionych wykresach metabazyty toleitowe grupują się głównie w polach bazaltów typu MORB, częściowo zaś w polach bazaltów związanych ze strefami subdukcji. Metabazyty wysokomagnezowe plasują się w polach bazaltów łuków wulkanicznych lub poza polami dyskryminacyjnymi. Metabazyty przejściowe i metaandezyty lokują się przede wszystkim w polach bazaltów wewnątrzpłytkowych, chociaż drugie z nich także w polach łuków wulkanicznych lub w obszarach pokrywania się różnych wymienionych pól.

PROFIL GEOCHEMICZNY MASYWU

Rozmieszczenie wyróżnionych odmian metabazytów oraz zmiany ich składu chemicznego w profilu pionowym masywu Niedźwiedzia ilustruje figura 21 (odsłonięcia powierzchniowe uszeregowano od górnej do dolnej krawędzi wykresów w kolejności zachód-wschód, co odpowiada zmienności w profilu strop-spąg masywu, porównaj rozdział „Relacje przestrzenne odmian amfibolitów ...”). W geochemicznym profilu masywu wyróżnić można trzy zasadnicze odcinki:

– stropowy, stanowiący ok. 15–20% miąższości masywu i obejmujący profil otworu Niedźwiedź IG 1 do głębokości ok. 600 m oraz odsłonięcia z rejonu Chałupek i Lubnowa (odsł. 6, 7, 26, 12–17),

– wewnętrzny, reprezentujący zasadniczą część masywu (ok. 80% całkowitej miąższości) i obejmujący dolną część profilu otworu Niedźwiedź IG 1 od głębokości 600 m do końca otworu, niemal cały profil otworu Niedźwiedź IG 2 (do ok. 1450 m) oraz odsłonięcia na wschód od Lubnowa (8–11), w Osinie Małej (1) i w Lubiawie (4), oraz

– spągowy, stanowiący ok. 3–4% grubości masywu i obejmujący najniższą część profilu otworu Niedźwiedź IG 2 od 1450 m do końca otworu oraz odsłonięcia w Lipniakach (23, 24).

Odcinek stropowy charakteryzuje się największym zróżnicowaniem geochemicznym. W zbliżonych proporcjach występują tutaj wszystkie główne grupy geochemiczne metabazytów (najmniej licznie pojawiają się metabazyty wysokomagnezowe). Szczególnie charakterystyczne są metaandezyty, praktycznie nie występujące w innych częściach masywu. Metabazyty przejściowe tworzą tutaj lokalnie zwarte strefy (np. w interwale ok. 400–600 m w profilu otworu Niedźwiedź IG 1), lecz w innych miejscach przewarstwiają się z pozostałymi odmianami metabazytów (np. w odsłonięciach 6, 7 i 26 w rejonie Chałupki–Lubnowa).

W przeciwieństwie do silnie niejednorodnego odcinka stropowego, wewnętrzna część masywu charakteryzuje się słabym urozmaiceniem geochemicznym i zbudowana jest niemal wyłącznie z metabazytów toleitowych. Wysokomagnezowa odmiana metabazytów toleitowych wyraźnie koncentruje się w centralnej części masywu (górna część profilu otworu Niedźwiedź IG 2 oraz odsłonięcie 5). Podrzędnie występują metabazyty przejściowe. Te ostatnie są szczególnie charakterystyczne dla spągowego odcinka profilu, w którym stanowią zdecydowanie dominującą grupę geochemiczną.

Diagramy na figurze 21 ilustrują też zmienność stosunków Zr/TiO₂ oraz Nb/Y w profilu masywu. Stosunek Zr/TiO₂ osiąga najwyższe wartości w brzeźnych częściach masywu (szczególnie w pobliżu stropu, w metaandezytach) i niemal symetrycznie zmniejsza się w kierunku centralnej części masywu. Podobną zmienność wykazuje stosunek Nb/Y w metabazytach toleitowych i metaandezytach (maksymalne wartości przy stropie i spągu, minimalne w centrum masywu).

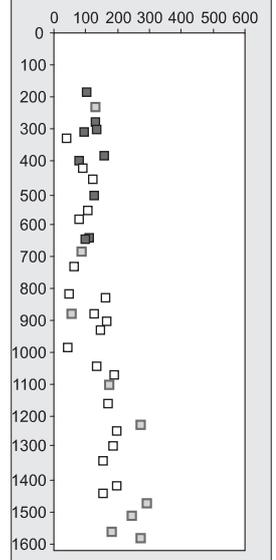
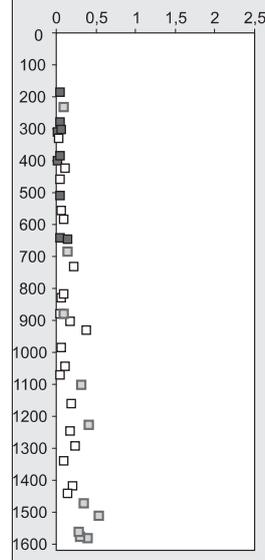
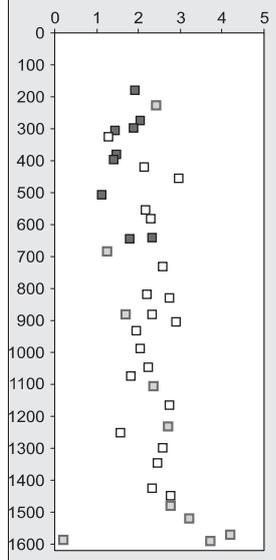
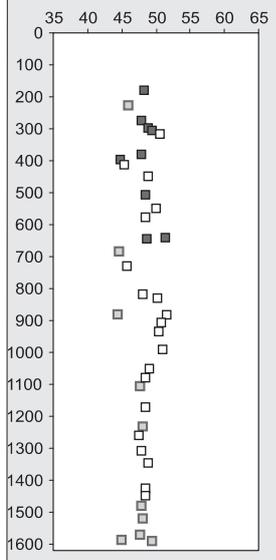
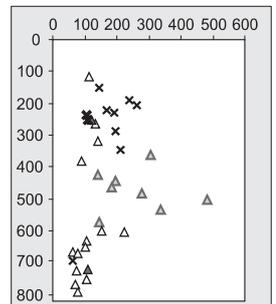
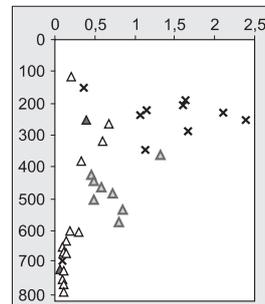
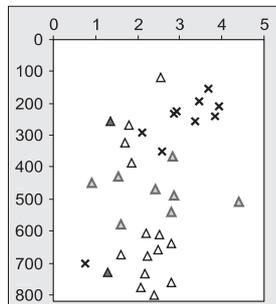
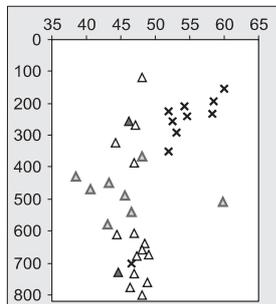
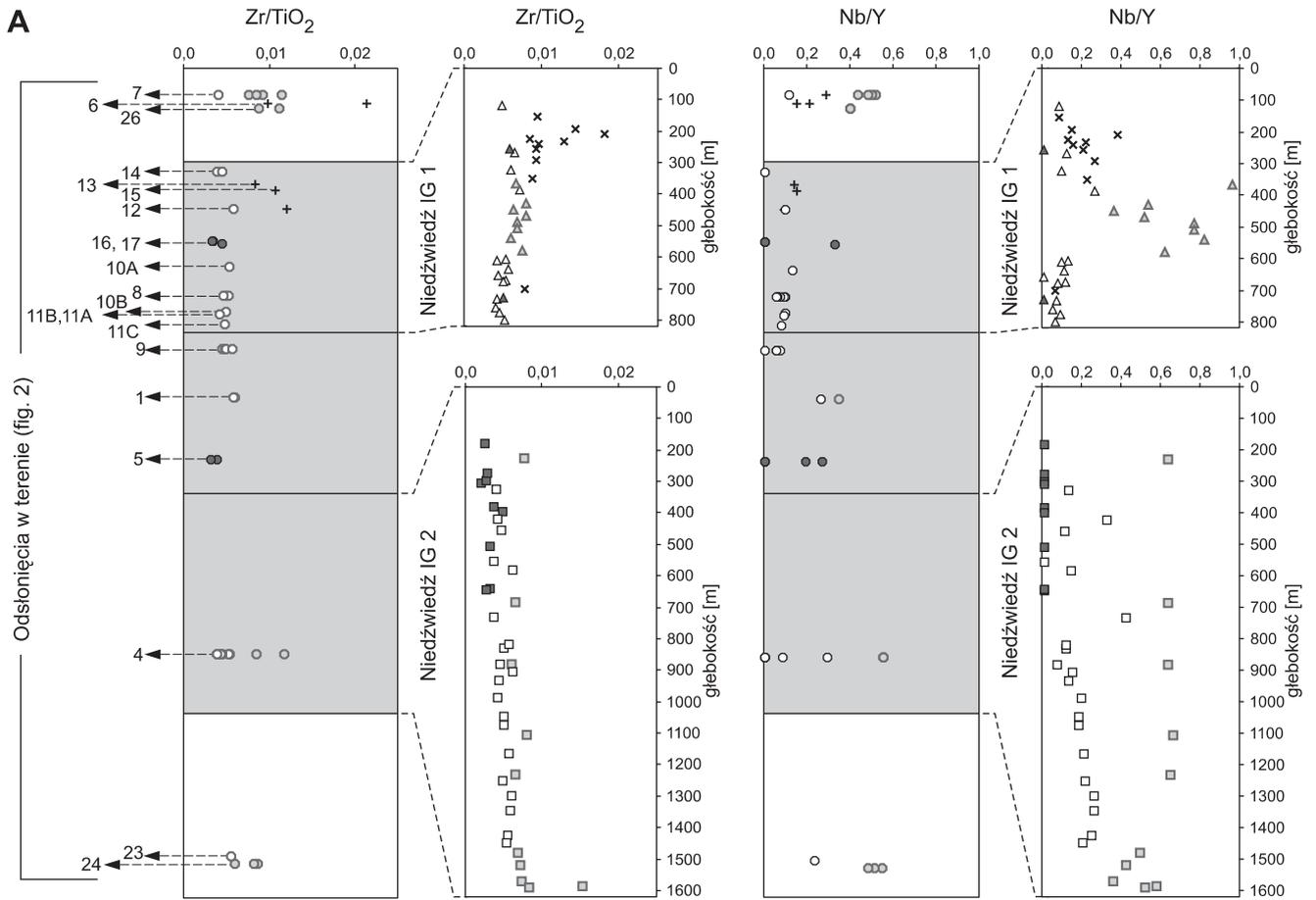


Fig. 21 (A, B, C). Zróżnicowanie geochemiczne metabazytów w profilu masywu Niedźwiedzia

Oznaczenia jak w fig. 13; objaśnienia i komentarz w tekście; zawartość pierwiastków głównych (tlenki) przeliczona z pominięciem straty prażenia

The geochemical variation of the metabasites in the vertical section of the Niedźwiedź Massif

Symbols as in Fig. 13; comments in the text; major element contents recalculated on the anhydrous (LOI-free) basis



SiO₂

Na₂O

K₂O

Sr

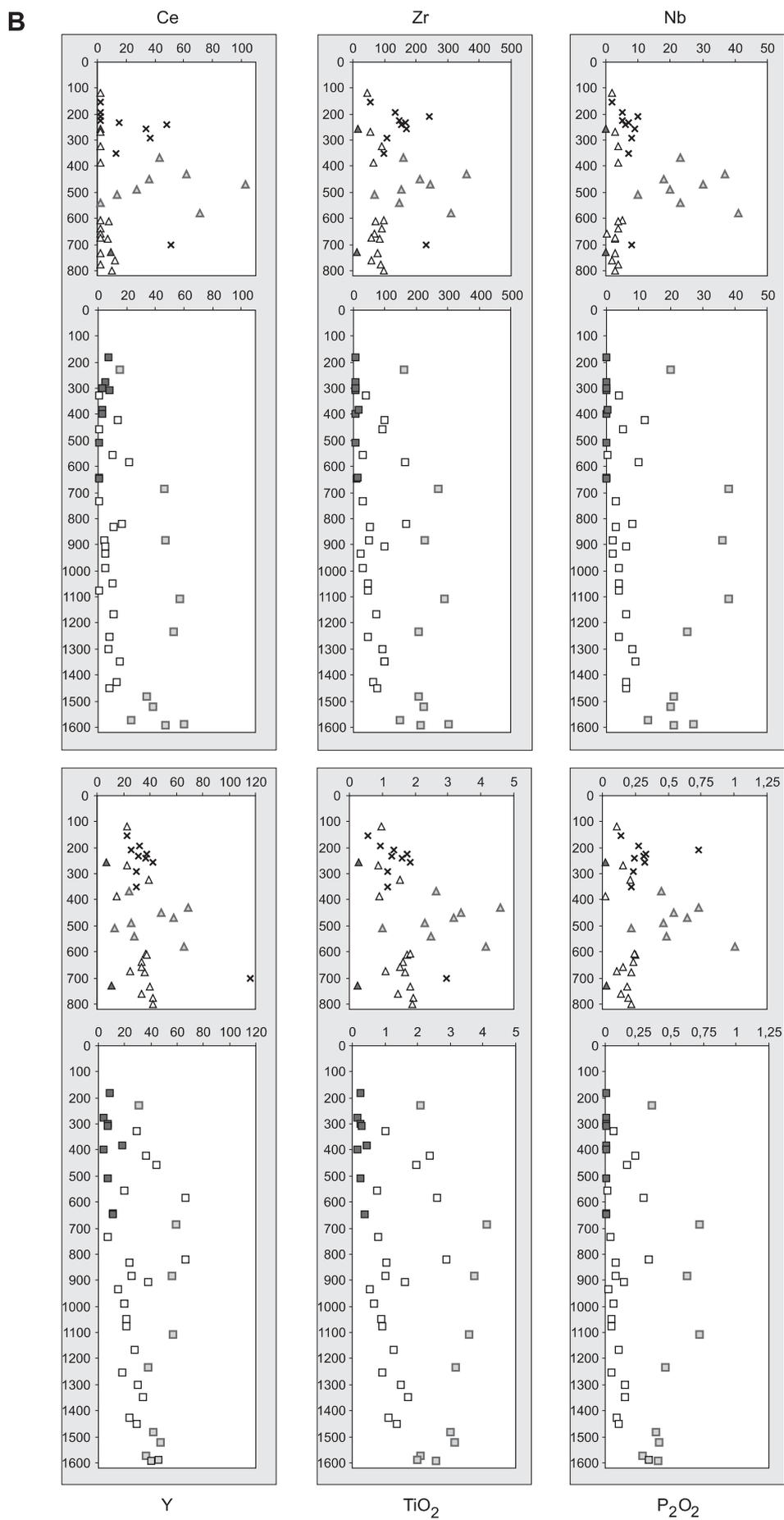


Fig. 21 cd.

C

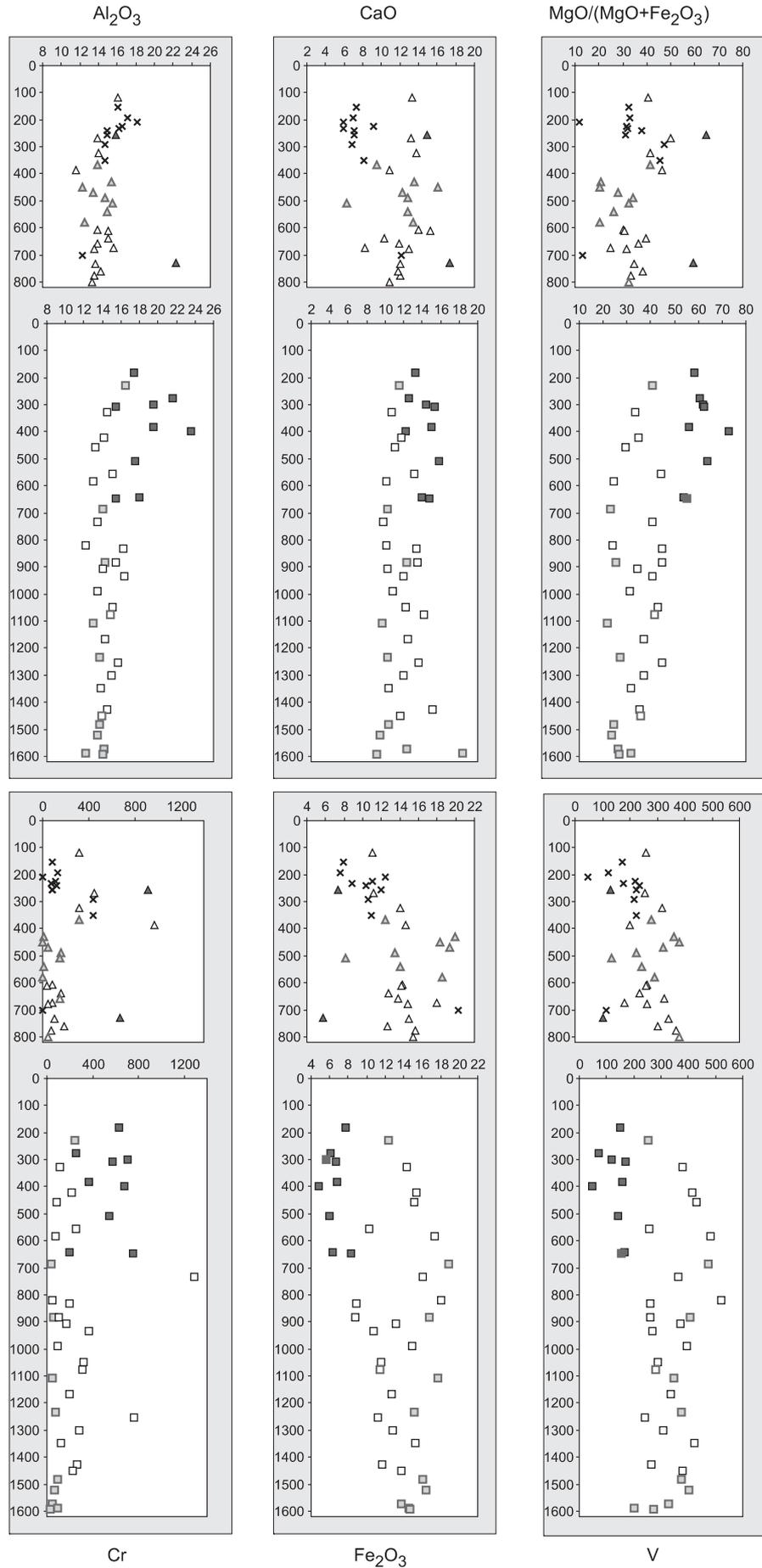


Fig. 21 cd.

W metabazytach przejściowych wartości Nb/Y są generalnie wyższe niż w pozostałych odmianach i wykazują odmienny trend: wysokie, niemal stałe wartości obserwuje się we wnętrzu masywu, a bardziej zmienne i niższe przy jego brzegach. Przy uwzględnieniu zmienności we wszystkich grupach łącznie, w profilu otworu 1 od głębokości 600 m ku górze bardzo wyraźnie zaznacza się skokowy wzrost stosunku Nb/Y, a dalej w kierunku stropu masywu jego stopniowy spadek.

Dalszą ilustrację zmienności geochemicznej w obrębie masywu przedstawiają kolejne wykresy na [figurze 21](#). Dla uproszczenia pokazane zostały jedynie profile otworów Niedźwiedź IG 1 i IG 2. Zmienność w odsłonięciach terenowych ma bardzo podobny przebieg, co ilustrują wykresy z wykorzystaniem Zr, Ti, Nb oraz Y omówione powyżej. Opróbowanie w otworach jest jednak bardziej systematyczne niż na powierzchni, a wzajemne położenie próbek dokładniej określone, przez co profile geochemiczne otworów są bardziej czytelne. Dla ograniczenia liczby diagramów nie załączono wykresów dla kilku pierwiastków, które wykazują zmienność identyczną z innymi pierwiastkami, pokazanymi na wykresach (szczegóły poniżej).

Dla wielu składników obserwuje się systematyczne zmiany koncentracji, przy czym wydzielić można kilka grup wykazujących specyficzny przebieg zmienności. Krzemionka wykazuje niemal stałą zawartość w dolnej części otworu Niedźwiedź IG 2, od jego spągu do głębokości około 1000 m. Powyżej, w interwale od 1000 m do ok. 180 m, zawartość SiO₂ jest bardziej zróżnicowana. Możliwe, że zmienia się w sposób cykliczny (w interwałach 900–650 m, 650–325 m i 325–180 m trzy cykle wykazujące stopniowy spadek, a później raptowny wzrost zawartości SiO₂?). W profilu otworu Niedźwiedź IG 1 zaznacza się spadek zawartości SiO₂ od spągu otworu do głębokości około 400–450 m, z minimum w próbkach metabazytów przejściowych. Powyżej widoczny jest stopniowy wzrost zawartości SiO₂, z najwyższymi wartościami w metaandezytach.

Na₂O wykazuje symetryczną zmienność, z najwyższymi koncentracjami i gradientami koncentracji na brzegach, a najniższymi wewnątrz masywu. Podobnie zmieniają się zawartości K₂O, Ba, Rb i Sr, jednak w wypadku tych pierwiastków koncentracje w części stropowej są często o rząd wielkości wyższe niż wewnątrz masywu. Najwyższe zawartości Na₂O, K₂O, Ba i Rb wykazują metaandezyty, a najwięcej Sr zawierają metabazyty przejściowe.

La, Ce, Zr, Nb, Th, Y, Ti i P wykazują bardzo niskie koncentracje wewnątrz masywu, a wyższe i silniej zmienne w jego brzeżnych częściach. Najwyższe zawartości wszystkich wymienionych składników charakterystyczne są dla metabazytów przejściowych, które wyraźnie wyodrębniają się na tle niskich koncentracji w pozostałych grupach metabazytów.

Al₂O₃, CaO, MgO (i Mg#) oraz Cr i Ni w profilu otworu Niedźwiedź IG 2 wykazują tendencję do wzrostu zawartości od spągu do wnętrza masywu, osiągając najwyższe wartości w metabazytach wysokomagnezowych w górnej części profilu. Wzrostowi zawartości tych składników towarzyszy zwykle zwiększenie rozrzutu wartości w sąsiednich próbkach. W profilu otworu Niedźwiedź IG 1 zmienność oma-

wianych składników jest zwykle większa, ale mniej regularna. Wyróżnia się Al₂O₃, którego zawartość, początkowo dosyć stała, zwiększa się od głębokości ok. 300–400 m w kierunku stropu masywu. CaO i MgO charakteryzuje tendencja do spadku zawartości ku stropowi masywu, podczas gdy Mg#, Cr i Ni wykazują niezbyt wyraźne trendy (być może, stosunkowo stałe wartości od spągu otworu Niedźwiedź IG 1 do głębokości ok. 400 m, a powyżej skokowy wzrost i następnie stopniowy spadek wartości).

Fe₂O₃, MnO i V wykazują tendencję do spadku zawartości od spągu do stropu masywu, przy znacznym rozrzucie wartości w sąsiednich próbkach. Podobnie, jak dla np. SiO₂, najniższy odcinek profilu (poniżej ok. 1000 m w otworze Niedźwiedź IG 2) wykazuje mniejszą zmienność. Najniższe zawartości Fe, Mn i V obserwuje się w metabazytach wysokomagnezowych w centralnej części masywu, oraz w niektórych metaandezytach w strefie stropowej.

KORELACJA CECH PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH METABAZYTÓW

Tabela 5 ilustruje zależności między składem chemicznym a cechami petrograficznymi metabazytów. Dla poszczególnych grup chemicznych metabazytów w kolejnych wierszach tabeli podana została ilość próbek, reprezentujących określony typ petrograficzny amfibolitu. Odmiany petrograficzne skał w tabelce uszeregowane zostały, generalnie, w kolejności malejącego stopnia metamorfizmu (od amfibolitów piroksenowo-granatowych i granatowych, do łupków zieleńcowych, porównaj rozdział „Warunki metamorfizmu”).

Z zestawienia wynika, że metabazyty wysokomagnezowe reprezentowane są pod względem petrograficznym niemal wyłącznie przez amfibolity zoizytowe. Jedynie w dwóch przypadkach są to maficzne amfibolity zwyczajne (zbudowane niemal wyłącznie z hornblendy), a w jednym przypadku łupek zieleńcowy. Metabazyty żadnej z pozostałych grup geochemicznych nie występują jako amfibolity zoizytowe.

Metabazyty toleitowe oraz przejściowe są bardzo urozmaicone pod względem petrograficznym i spotykane są wśród nich praktycznie wszystkie odmiany amfibolitów z wyjątkiem zoizytowych. Dwie cechy petrograficzne odróżniające metabazyty toleitowe od przejściowych to występowanie wśród pierwszych z nich amfibolitów piroksenowo-granatowych, a wśród drugich częstsze pojawianie się amfibolitów biotytowych.

Metaandezyty, podobnie jak metabazyty wysokomagnezowe, mają dosyć wyraźnie określony charakter petrograficzny i reprezentowane są przede wszystkim przez amfibolity biotytowe i zwyczajne, rzadziej przez amfibolity granatowe (są to przy tym skały na ogół bogate w plagioklaz i kwarc, porównaj rozdział „Charakterystyka petrograficzna ...”).

Przedstawione dane wskazują, że metabazyty wysokomagnezowe reprezentują grupę skał, w wypadku której zaznacza się najsilniejsza korelacja cech geochemicznych i petrograficznych. Charakter petrograficzny tych skał jest niewątpliwie uwarunkowany ich specyficznym składem che-

Tabela 5

Korelacja klasyfikacji geochemicznej i petrograficznej metabazytów masywu Niedźwiedzia*

Correlation of the geochemical and petrographic classifications of the Niedźwiedź Massif metabasites**

Petrografia \ Geochemia	Metabazyty wysokomagnezowe	Metabazyty toleitowe	Metabazyty przejściowe	Metaandezyty
Amfibolity piroksenowo-granatowe	—	9	—	—
Amfibolity granatowe	—	22	7	2
Amfibolity zoizytowe	15	—	—	—
Amfibolity epidotowe	—	17	7	—
Amfibolity zwyczajne	2	10	9	6
Amfibolity biotytowe	—	1	6	8

* – komentarz w tekście

** – for each geochemical type (columns) numbers of samples representing various petrographic types (rows) is given

micznym (oraz określonymi warunkami metamorfizmu). W przypadku pozostałych grup chemicznych widoczne jest, że metabazyty toleitowe, przejściowe i metaandezyty reprezentowane są przez rozmaite odmiany petrograficzne. Fakt ten sugeruje, że różnice geochemiczne pomiędzy wymienionymi grupami metabazytów nie są związane ze stopniem metamorfizmu. Natomiast odmienne proporcje różnych odmian petrograficznych w każdej z tych grup geochemicznych związane są najprawdopodobniej z dwoma czynnikami:

zmiennością chemiczną w profilu masywu oraz zmiennym stopniem metamorfizmu metabazytów w profilu masywu. Wyraźna korelacja cech geochemicznych i petrograficznych w przypadku metaandezytów, które występują w stropowej części masywu jako amfibolity biotytowe i zwyczajne, sugeruje, że w czasie powstawania tych skał dochodziło do ich wzbogacenia w składniki chemiczne pochodzące za skał osłony masywu. Problem ten omówiony jest w następnym rozdziale poświęconym ewolucji i genezie magm.

EWOLUCJA MAGMOWA PROTOLITU METABAZYTÓW

GENEZA I DYFERENCJACJA MAGM

Cechy geochemiczne metabazytów, szczególnie dobrze widoczne na diagramach „pajęcznych” (fig. 16–19) wskazują, że metabazyty toleitowe odpowiadają bazaltom typu N-MORB. Magmy, z których powstały te skały, wytopiały się ze źródła płaszczowego zubożonego w pierwiastki niedopasowane. Metabazyty wysokomagnezowe wykazują bardzo wiele cech geochemicznych. Niskie koncentracje pierwiastków o wysokim potencjale jonowym (tzw. HFSE) oraz stosunkowo wysokie zawartości pierwiastków o niskim potencjale jonowym (LIL) upodabniają je do toleitów łuków wulkanicznych. Te ostatnie przy normalizacji do N-MORB wykazują jednak płaskie trendy na odcinku Nb–Yb (Pearce, 1983), podczas gdy w metabazytach wysokomagnezowych trendy te są wyraźnie wklęsłe, z minimum między P a Ti. Podobnie, przy normalizacji do prymitywnego płaszczka, toleity łuków wulkanicznych wykazują negatywne anomalie Nb i Zr (Holm, 1985), które w omawianych skałach są niewidoczne lub bardzo słabo zaznaczone. Omawiane metabazyty wykazują również pewne podobieństwo

do pikrytów (np. zbliżone koncentracje pierwiastków REE; m. in.: Skovgard i in., 2001), lecz odróżnia je wyraźnie wyższa (o ok. 5–6 %) zawartość SiO₂. Na brak związku z protolitem ultramaficznym typu pikrytu, wskazuje także charakter petrograficzny omawianych metabazytów. Znacznie bardziej prawdopodobne jest, że metabazyty wysokomagnezowe reprezentują kumulaty związane genetycznie z metabazytami toleitowymi. Frakcjonalna krystalizacja bogatego w anortyt plagioklaz i magnezowego piroksenu z magmy o składzie metabazytów toleitowych prowadziłyby do ewolucji składu magmy w kierunku stopów zubożonych w Al, Ca, Cr, Ni, a wzbogaconych Fe, V, Ti, Zr, Nb, Y, Ce. Równocześnie, powstające kumulaty wykazywałyby podwyższone zawartości pierwiastków wchodzących w skład plagioklaz (szczególnie Ca, Al, Sr, Eu) i piroksenu (Ca, Mg, Cr, Sc) oraz obniżone zawartości pierwiastków niedopasowanych (szczególnie Nb, La, Ce, P, Zr, Ti, Y). Zarówno trendy geochemiczne w grupie metabazytów toleitowych, jak i skład ich wysokomagnezowej odmiany bardzo dobrze odpowiadają tym oczekiwaniom (fig. 15 i 17, w szczególności pozytywna anomalie Cr, Eu i Sr).

Metabazyty przejściowe wykazują cechy geochemiczne charakterystyczne dla bazaltów wewnątrzpłytyowych. Najbardziej przypominają toleity wysp oceanicznych, a od toleitów kontynentalnych odróżniają je trzy następujące cechy (przy normalizacji do prymitywnego płaszczu): wzbogacenie w Nb; negatywne nachylenie segmentu Ti–Yb oraz pozytywne nachylenie segmentu Rb–Nb. Toleity kontynentalne wykazują dokładnie odwrotne cechy – zubożenie w Nb, pozytywne nachylenie segmentu Ti–Yb i negatywne segmentu Rb–Nb (Holm, 1985 – Fig. 7). Magmy, z których powstały te skały wytapiały się ze źródeł płaszczowych o charakterze prymitywnym lub wzbogaconym w pierwiastki niedopasowane w porównaniu z chondrytami. Metabazyty przejściowe wykazują podobne trendy zmienności geochemicznej, jak metabazyty toleitowe (fig. 15). Skład tych magm był zapewne w pewnym stopniu modyfikowany przez procesy frakcyjnej krystalizacji, jednak nie spotyka się wśród nich odmian o cechach kumulatów.

Metabazyty toleitowe i przejściowe istotnie różnią się pod względem stosunków pierwiastków niedopasowanych (fig. 16 i 18), co związane jest prawdopodobnie z ich pochodzeniem ze źródeł płaszczowych odmiennego typu: zubożonego oraz prymitywnego/wzbogaconego. Równocześnie obserwuje się gradację cech geochemicznych pomiędzy tymi odmianami, przejawiającą się m.in. stopniową zmianą stosunku Nb/Y (diagram Winchestera i Floyda, fig. 13) i zmiennym stopniem zubożenia lub wzbogacenia w lekkie ziemie rzadkie (na diagramach ziem rzadkich, w normalizacji do chondrytów, trendy pochylone w lewo lub płaskie w odmianie toleitowej i o zmiennym stopniu pochylecia w prawo w odmianie przejściowej, fig. 16B i 18B).

Współwystępowanie metabazytów toleitowych z przejściowymi i gradacja ich cech geochemicznych mogą wskazywać, że magmy wytapiały się z heterogenicznego źródła płaszczowego, niejednorodnego pod względem geochemii pierwiastków śladowych, np. zbudowanego głównie ze zubożonych perydotytów, ale zawierających domeny prymitywne/wzbogacone (być może na nieco większych głębokościach). Topienie tego typu płaszczu generowałoby głównie magmy toleitowe, typu N-MORB, lecz, w zależności od lokalnych proporcji topiących się odmian perydotytów, także magmy typu metabazytów przejściowych, wzbogacone w pierwiastki niedopasowane, oraz pośrednie pomiędzy nimi. Pewną rolę w opisanym procesie mógł także odgrywać zmienny stopień częściowego topienia, jednak skala różnic w geochemii pierwiastków śladowych między metabazytami toleitowymi a przejściowymi przy zbliżonym, subalkalicznym składzie ogólnym, wskazuje raczej na nadrzędną rolę heterogeniczności płaszczu. Ponadto, stosunkowo wysokie koncentracje ciężkich ziem rzadkich, zarówno w metabazytach przejściowych, jak i toleitowych, sugerują brak granatu w źródłach magm w momencie segregacji stopów, co można wiązać z niewielką głębokością generowania magm (lub z dosyć wysokim stopniem częściowego topienia źródeł?).

Najmniej rozprzestrzenioną w masywie Niedźwiedzia grupę geochemiczną reprezentują metaandezyty. Skały te z punktu widzenia cech geochemicznych można porównać do

toleitowych bazaltów wewnątrzpłytyowych (niemal dokładnie odpowiadają toleitom kontynentalnym w normalizacji do prymitywnego płaszczu; Holm, 1985 – Fig. 7), jak i do bazaltów wapniowo-alkalicznych aktywnych krawędzi kontynentów (w normalizacji do N-MORB; Pearce, 1983). Równocześnie metaandezyty mają charakter zdyferencjowany (stosunkowo wysoki stosunek Zr/TiO₂, wysokie zawartości SiO₂, często niskie wartości Mg#), a ponadto na diagramach „pajęcznych” w normalizacji do N-MORB (fig. 19A) wykazują wyraźne negatywne anomalie Nb i Ti przy silnym wzbogaceniu w K, Rb, Ba i Th, często również w lekkie ziemie rzadkie, co odróżnia je zdecydowanie od pozostałych metabazytów. Opisane cechy sugerują istotny udział składników skorupowych w genezie metaandezytów.

Wzbogacenie w krzemionkę, alkalia i pierwiastki z grupy LIL w metaandezytach można tłumaczyć jako efekt procesów metamorficznych/metasomatycznych, a w szczególności przeobrażeń skał o składzie metabazytów toleitowych lub przejściowych przez fluide bogate w krzemionkę, alkalia, Rb, Sr, Ba, pochodzące ze skał osłony masywu, na późnym etapie retrogresji metamorfizmu metabazytów. Taka interpretacja jest zgodna z przesłankami geologicznymi (występowanie metaandezytów w brzeżnej części masywu, w sąsiedztwie gnejsów) i petrograficznymi (występowanie w wielu metaandezytach biotyту, minerału bogatego w K, jako fazy mineralnej związanej z późnymi stadiami metamorfizmu). Interpretacja „metasomatyczna” nie tłumaczy jednak całości cech geochemicznych metaandezytów, a szczególnie geochemii takich pierwiastków, jak Ti, Zr, Nb czy Ce. Pierwiastki te stanowią klasyczne składniki „niemobilne”. Obserwowana zmienność ich koncentracji świadczy zatem, że skład chemiczny metaandezytów kształtował się przede wszystkim w efekcie procesów magmowych, a nie metamorficznych. Opisane powyżej cechy geochemiczne metaandezytów można uznać za typowe wskaźniki kontaminacji magm bazaltowych materiałem górnej skorupy kontynentalnej (np. Wilson, 1989). Koncepcja taka dobrze nawiązuje do pozycji geologicznej omawianych skał: występowanie metaandezytów na brzegu masywu, w strefie ząbienia się bazytów i gnejsów, sugeruje, że metaandezyty mogą stanowić „kontaktową fację” masywu, w której doszło do asymilacji skał osłony przez magmy zasadowe.

Nie jest to jednak jedyna możliwa interpretacja. Można również przypuszczać, że metaandezyty nie są komagmowe z metabazytami toleitowymi i przejściowymi, lecz wywodzą się z odrębnego źródła płaszczowego. „Skorupowe” cechy geochemiczne metaandezytów mogły zostać odziedziczone przez ich magmy macierzyste z odrębnego (litosferycznego?) źródła płaszczowego, które uległo kontaminacji przez składniki skorupowe w następstwie procesów subdukcji poprzedzających generowanie omawianych magm. Rozstrzygnięcie, który z omawianych procesów odgrywał decydującą rolę (kontaminacja magm na brzegu intruzji przez skały osłony, czy kontaminacja płaszczowych źródeł magm) nie wydaje się możliwe na podstawie dostępnych danych geochemicznych (często jest to zagadnienie dyskusyjne nawet w przypadku niezmetamorfizowanych czy współczesnych skał magmowych, por. Wilson, 1989). Przesłanki geologicz-

ne mogą jednak wskazywać na zasadnicze znaczenie kontaminacji magm bazaltowych.

Omówione powyżej interpretacje skłaniają do przyjęcia modelu ewolucji magmowej protolitów metabazytów obejmującego następujące główne elementy:

- generowanie magm toleitowych i, podrzędnie, przejściowych, z heterogenicznego płaszczu (zubożone oraz prymitywne/wzbogacone perydotyty) na niewielkich głębokościach (ciśnienia poniżej pola stabilności perydotytów granatowych), przy zmiennym stopniu częściowego topienia (?),
- ewolucja składu magm w efekcie frakcjonalnej krystalizacji, prawdopodobnie z powstawaniem kumulatów plagioklazowo-piroksenowych z magm toleitowych,
- powstawanie stopów o składzie andezytowym w efekcie lokalnej asymilacji skał skorupowych (alternatywnie, stopy andezytowe mogą wywodzić się z odrębnego źródła płaszczowego).

ŚRODOWISKO PALEOGEOTEKTONICZNE MAGMATYZMU

Metabazyty masywu Niedźwiedzia wykazują wyraźne pokrewieństwo geochemiczne z zasadowymi skałami magmowymi obszarów oceanicznych. Znaczna przewaga ilościowa metabazytów toleitowych o cechach bazaltów typu N-MORB pozwala sądzić, że magmatyzm ten był związany przede wszystkim ze środowiskiem centrum spreadingu w obrębie basenu oceanicznego. Taka prosta interpretacja jest jednak niepełna, z uwagi na obecność w masywie metabazytów przejściowych, typu toleitów wysp oceanicznych (OIT), oraz metaandezytów, z objawami kontaminacji materiałem skorupy kontynentalnej. Przesłanki te wskazują, że środowisko magmatyzmu było bardziej skomplikowane. Mało prawdopodobne jest, aby ulegało zmianom w czasie rozwoju procesów magmowych, gdyż nie ma przesłanek, które wskazywałyby na istotne różnice wieku wyróżnionych odmian metabazytów.

Najbardziej prawdopodobne wydaje się, że metabazyty Niedźwiedzia tworzyły się w wąskim basenie oceanicznym w obrębie płyty kontynentalnej, na etapie przejściowym między dojrzałą fazą rozwoju ryftu kontynentalnego, a powstaniem otwartego oceanu. Model taki uzasadnia oceaniczne cechy większości metabazytów i zróżnicowanie ich źródeł płaszczowych, dopuszcza też możliwość kontaminacji magm oceanicznych materiałem pochodzenia kontynentalnego (lub obecności źródeł płaszczowych kontaminowanych materiałem skorupowym).

Alternatywnie, genezę masywu Niedźwiedzia można by wiązać z magmatyzmem w basenie załukowym. Charakterystyczną cechą serii magmowych takiego środowiska (np. Wilson, 1989) jest, w szczególności, współwystępowanie bazaltów typu MORB z bazaltami typowymi dla stref subdukcji, jak np. toleity łuków wulkanicznych, IAT. Skały zbliżone geochemicznie do IAT rzeczywiście pojawiają się w masywie Niedźwiedzia (metabazyty wysokomagnezowe) jednak, jak wykazano na początku tego rozdziału, ich geneza

związana jest w tym wypadku z procesami kumulacji kryształów w magmie, a nie z odmiennymi źródłami płaszczowymi magm. Hipotezę magmatyzmu w środowisku basenu załukowego można zatem odrzucić, a za bardziej uzasadniony uznać model „wąskiego oceanu”, przedstawiony powyżej.

FORMA WYSTĘPOWANIA PROTOLITU METABAZYTÓW

Interesującym zagadnieniem w kontekście możliwie pełnej interpretacji ewolucji masywu Niedźwiedzia jest problem geologicznej formy występowania protolitu metabazytów. Wobec znacznego stopnia metamorfizmu i deformacji skał masywu rozważania dotyczące tego zagadnienia mają w znacznym stopniu charakter hipotez, wymagających dalszej weryfikacji. Tym niemniej, zwracają uwagę następujące przesłanki:

- stosunkowo znaczne rozmiary i bardzo zwarta budowa masywu,
- przewarstwianie się metabazytów z gnejsami w stropowej części masywu (w znacznie mniejszym stopniu w spągu),
- stosunkowo duża jednorodność geochemiczna wewnętrznej, zasadniczej części masywu oraz znacznie większe zróżnicowanie geochemiczne w części stropowej,
- występowanie w centralnej części masywu skał typu kumulatów, a w części stropowej skał, które powstały prawdopodobnie w wyniku asymilacji skał skorupowych przez magmę zasadową,
- dosyć regularny przebieg zmienności geochemicznej w profilu masywu oraz, być może, relikty rytmicznej stratyfikacji chemicznej (SiO_2) w wewnętrznej części masywu.

Powyższe fakty można najlepiej wyjaśnić przyjmując, że masyw wywodzi się z intruzji skał zasadowych, typu np. sillu czy lakkolitu, która w części stropowej rozdzielała się na szereg drobnych żył intruzywnych (dajki, sille). Z dyferencjacją magm w obrębie intruzji wiązało się powstanie systematycznego zróżnicowania geochemicznego w profilu oraz powstanie wewnątrz masywu kumulatów (i rytmicznej stratyfikacji chemicznej ?), podczas gdy magmy w stropowej części intruzji ulegały kontaminacji na kontakcie ze skałami osłony. W takim ujęciu zasadnicza, zwarta część masywu reprezentowałaby głębszy, plutoniczny poziom pierwotnego kompleksu, a stropowa część masywu odpowiadała by subwulkanicznemu (a częściowo nawet wulkanicznemu ?) poziomowi pierwotnego kompleksu. Niewątpliwie późniejsza deformacja i metamorfizm w znacznym stopniu zmodyfikowały formę kompleksu. W pracach poświęconych ewolucji strukturalnej wschodniej części bloku przedsudeckiego przyjmuje się też istnienie nasunięć w spągu (np. Skacel, 1989; Aleksandrowski, Mazur, 2002) lub w spągu i stropie masywu (np. Mazur i in., 1997b). Przesłanki geochemiczne sugerują jednak, że metabazyty występujące wśród gnejsów w stropowej partii masywu są genetycznie ściśle związane z zasadniczą częścią masywu (pewnych analogii dostarcza porównanie z metabazytami ofiolitu Ślęży, gdzie również stwierdzono znaczne różnice geochemiczne między poziomem plutonicznym a subwulkanicznym; Kryza, Wahed, 2000; Floyd i in. 2002). Nasunięcia w strefie

stropowej masywu Niedźwiedzia, jeśli wystąpiły, nie spowodowały znaczących przemieszczeń mas skalnych, a w szczególności oddzielenia sugerowanej plutonicznej części kompleksu od części subwulkanicznej wraz ze skałami osłony intruzji.

Alternatywnie można przypuszczać, że protolitem masywu Niedźwiedzia była miąższa (kilka km grubości ?) seria

ław bazaltowych (podmorskich ?), w części stropowej zróżnicowana geochemicznie i zązębiająca się ze skałami osadowymi. Interpretacja taka gorzej jednak tłumaczy niektóre cechy geochemiczne, np. występowanie skał typu kumulatów wewnątrz masywu. Z tej przyczyny bardziej uzasadniona wydaje się pierwsza z przedstawionych hipotez.

DYSKUSJA

Wyniki badań petrograficznych, mineralogicznych i geochemicznych amfibolitów masywu Niedźwiedzia dostarczają nowych danych, które umożliwiają uściślenie i weryfikację dotychczasowych interpretacji petrologicznych, oraz określenie głównych rysów magmowej i metamorficznej ewolucji masywu.

Pierwszych kompleksowych danych dotyczących petrografii i warunków metamorfizmu metabazytów dostarczyły badania rdzeni z otworów wiertniczych Niedźwiedź IG 1 oraz Niedźwiedź IG 2 (Maciejewski, Sawicki, 1977; Jerzmański i in., 1984; Jerzmański, 1992). Wyniki tych badań wskazywały na bardzo duże urozmaicenie składu mineralnego i cech strukturalnych amfibolitów, a opisane wówczas jakościowe wskaźniki warunków metamorfizmu sugerowały metamorfizm regionalny w zakresie średniociśnieniowym facji amfibolitowej. Z kolei badania Puziewicza i współautorów (m.in. Puziewicz, Olejniczak, 1997; Puziewicz, 1998; Puziewicz, Koepke, 2001), prowadzone w ostatnich latach w powierzchniowych odsłonięciach, amfibolitów sugerowały znacznie mniejsze zróżnicowanie petrograficzne, lecz bardziej złożoną ścieżkę metamorficzną tych skał. W szczególności wskazywały, że w obrębie masywu występują dwie odmiany skalne. Pierwsza z nich to zachowane relikty amfibolity granatowe (Puziewicz, Olejniczak, 1997; w pracy Puziewicza, Koepke, 2001 określane też jako granofelsy granatowo-hornblendowe), a drugą, dominującą odmianę reprezentują amfibolity epidotowe. Pierwsze z tych skał krystalizować miały w warunkach piklu metamorfizmu na pograniczu facji granulitowej i amfibolitowej, a drugie stanowić miały produkt retrogresji w warunkach facji epidotowo-amfibolitowej. W początkowych fazach retrogresji izotermiczna dekompresja spowodowała częściowe stopienie metabazytów i powstanie leukokratycznych szlirów o składzie tonalitów.

Wyniki badań petrograficznych przedstawione w niniejszej pracy potwierdzają z jednej strony wcześniejsze wnioski, co do znacznego zróżnicowania petrograficznego amfibolitów masywu Niedźwiedzia, a z drugiej dostarczają nowych informacji na temat ich ewolucji metamorficznej. Uzyskano również szereg nowych danych, pozwalających na uściślenie dotychczasowych interpretacji. Powszechnie obserwuje się naprzemianległe występowanie (przewarstwianie się), w skali od centymetrów do metrów, kilku głównych odmian amfibolitów o różnym składzie mineralnym i strukturze. Zaznaczają się przy tym systematyczne zmiany cech

petrograficznych amfibolitów w profilu masywu. W jego środkowej partii częściej występują amfibolity, których zespoły mineralne krystalizowały w warunkach zbliżonych do piklu metamorfizmu na pograniczu facji granulitowej i amfibolitowej (m.in. amfibolity piroksenowo-granatowe i granatowe). Opisane przez Puziewicza i innych (op. cit.) segregacje tonalitowe związane z częściowym topieniem metabazytów występują jako relikty wczesnej retrogresji przede wszystkim w centralnej części masywu, fragmentarycznie odsłaniającej się na powierzchni (ta część masywu nie została przewiercona w otworach Niedźwiedź IG 1 i IG 2). Z kolei na brzegach masywu zdecydowanie dominują amfibolity związane z późniejszą retrogresją w warunkach facji epidotowo-amfibolitowej, na pograniczu z facją zieleńcową (m.in. amfibolity epidotowe i biotytowe). Towarzyszą im wkładki skał typu łupków zieleńcowych, wskazujących na lokalną retrogresję w warunkach facji zieleńcowej. Stosunkowo gęste przewarstwianie się i strefowe rozmieszczenie odmian amfibolitów interpretować można jako efekt heterogenicznej, niejednorodnej przestrzennie retrogresji i deformacji, w efekcie których relikty wcześniejszych, kulminacyjnych faz metamorfizmu zachowały się głównie w środkowej części masywu, a na brzegach zostały w znacznym stopniu wyeliminowane i zastąpione przez produkty niższego stopnia metamorfizmu. Można też stwierdzić, że skład zespołów mineralnych metabazytów kontrolowany był częściowo, oprócz stopnia metamorfizmu, także przez skład chemiczny protolitów. Występujące w wewnętrznej części masywu amfibolity zoizytowe reprezentują specyficzną odmianę chemiczną metabazytów (toleity wysokomagnezowe), a protolitem stosunkowo bogatych w plagioklaz i kwarc amfibolitów biotytowych w stropowej partii masywu były skały o składzie andezytów.

Ciśnienia i temperatury piklu metamorfizmu metabazytów, krystalizacji amfibolitów granatowych (granofelsów granatowo-hornblendowych) oraz początku częściowego topienia tych skał zostały szacunkowo określone przez Puziewicza i Koepke (2001) na ok. 12–13 kbar i 790°C. Dla późniejszej retrogresji i krystalizacji amfibolitów epidotowych sugerowano ciśnienia ponad 3,3 kbar i temperaturę około 700°C (Puziewicz, Olejniczak, 1997). Wyniki niniejszej pracy wskazują na zasadniczo podobną sekwencję i warunki PT głównych etapów metamorfizmu. Warunki krystalizacji amfibolitów granatowych określono na 12,6 kbar ($\pm 1,9$ kbar) oraz 774°C (± 82 °C), a amfibolitów epidotowych na około

6 kbar i 550°C. Jednak z uwagi na pewne rozbieżności w przedstawionych powyżej wynikach (brak bliższych danych termobarometrycznych dla niektórych skał w obrębie masywu – amfibolity piroksenowo-granatowe, amfibolity zoizytowe, łupki zieleńcowe), jak też występowanie relików maficznych granulitów w sąsiedztwie masywu Niedźwiedzia (Achramowicz i in., 1995) trudno na obecnym etapie badań uznać problem ewolucji warunków PT w czasie metamorfizmu metabazytów za w pełni rozwiązany. Można oczekiwać, że dalsze badania paragenez mineralnych i składu chemicznego minerałów w metabazytach pozwolą na dokładniejsze określenie ścieżki metamorficznej tych skał.

Autorka niniejszej pracy nie prowadziła szczegółowych badań strukturalnych metabazytów masywu Niedźwiedzia. Tym niemniej, przedstawione powyżej wyniki badań petrologicznych oraz publikowane dane strukturalne pozwalają ustosunkować się do niektórych aspektów regionalnych koncepcji strukturalno-geologicznych, a przede wszystkim do problemu przebiegu ważnych dyslokacji w sąsiedztwie lub w obrębie masywu. W szczególności stwierdzono, że w najniższej części masywu występuje dosyć zwarta strefa amfibolitów epidotowych związanych z retrogresywną fazą metamorfizmu i wykazujących bardzo silną foliację. Według Cymermana i Jerzmańskiego (1987) w tej części masywu zlokalizowana jest strefa ścinania, wzdłuż której dochodziło do dużych przemieszczeń. W świetle tych obserwacji uzasadnione wydają się sugestie (Cymerman, Jerzmański, 1987; Skacel, 1989; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Oberc-Dziedzic i in., 2005), że w spągu masywu, w obrębie amfibolitów epidotowych i skał „serii blastomylonitycznej” poniżej amfibolitów zlokalizowane jest ważne nasunięcie o znaczeniu regionalnym, powstałe na stosunkowo późnym etapie ewolucji masywu. Chociaż w wewnętrznej części masywu występuje również dosyć jednolita strefa amfibolitów zoizytowych (które mogą reprezentować podobny, retrogresywny etap metamorfizmu, co amfibolity epidotowe), to nie stwierdzono tam, jak dotąd, tego typu struktur deformacyjnych jak w spągu masywu (Cymerman, 1986; Cymerman, Jerzmański, 1987). Podobnie, wątpliwe wydaje się występowanie „wałnego” nasunięcia w stropie masywu Niedźwiedzia. Kontakt amfibolity/gnejsy może mieć tam nawet pewne cechy pierwotne: możliwe, że gnejsy z Chałupek stanowią skały osłony, w których protolit metabazytów umiejscowiony został w formie intruzji. Jednym z ważniejszych zagadnień w toku dalszych badań masywu będzie niewątpliwie powiązanie danych petrologicznych (ewolucja metamorficzna) i strukturalnych (charakter i następstwo deformacji) w jeden spójny model.

Dotychczasowe badania geochemiczne metabazytów masywu Niedźwiedzia były raczej wrywkowe i dostarczały rozmaitych sugestii co do rodzaju i genezy magmowego protolitu metabazytów. Kuralowa i Maciejewski (1992), na podstawie geochemii pierwiastków głównych w amfibolitach z otworów wiertniczych, sugerowali podobieństwo geochemiczne tych skał do toleitowych bazaltów łuków wulkanicznych. Gunia i Wojciechowska (1996) stwierdzili wystę-

powanie w rejonie Pomianowa i Chałupek amfibolitów podobnych pod względem geochemii pierwiastków śladowych do wewnątrzpłytkowych toleitów kontynentalnych oraz bazaltów łuków wulkanicznych i basenów załukowych. Autorzy ci wskazywali również na rolę kontaminacji materiałem skorupy kontynentalnej w genezie tych magm bazaltowych. Badania geochemiczne prowadzone przez autorkę niniejszej pracy objęły początkowo próbki z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2, następnie Niedźwiedź IG 1, a później również z odsłoneń terenowych (Kryza i in., 1996; Awdankiewicz, 1996, 1997, 2000, 2001). Syntetyczne opracowanie tych danych zawarte w niniejszej pracy dostarcza znacznie pełniejszego niż dotąd obrazu cech geochemicznych skał tworzących masyw oraz ewolucji magmowej ich protolitów. Stwierdzono, że dominującą odmianę geochemiczną w obrębie masywu stanowią metabazyty toleitowe typu bazaltów grzbietów śródoceanicznych (MORB). W środkowej części masywu występują metabazyty o składzie toleitów wysokomagnezowych wykazujące pewne cechy geochemiczne zbliżone do toleitów łuków wulkanicznych (IAT). Słabiej rozpowszechnioną odmianę geochemiczną, występującą głównie w stropowej i w mniejszym stopniu w spagowej partii masywu, reprezentują metabazyty przejściowe odpowiadające geochemicznie oceanicznym toleitom wewnątrzpłytkowym (OIT). W stropowej części masywu licznie występują skały silniej zdyferencjowane, odpowiadające metaandezytom. Taką zmienność geochemiczną wyjaśnić można heterogenicznością płaszczowych źródeł magm, późniejszymi procesami frakcjonalnej krystalizacji i kumulacji kryształów oraz kontaminacją przez składniki skorupy kontynentalnej. Uzyskane wyniki sugerują też, że magmowy protolit metabazytów występował zasadniczo w formie intruzji (w jej części stropowej mogły jednak występować facje subwulkaniczne lub nawet wulkaniczne), a środowisko geotektoniczne magmatyzmu wiązać można z wąskim basenem oceanicznym.

Pod względem cech geochemicznych, ewolucji magmowej protolitów i możliwego środowiska paleogeotektonicznego magmatyzmu, masyw Niedźwiedzia wykazuje analogie z innymi kompleksami metabazytów w Sudetach i w Masywie Czeskim (m.in. Pin i in., 1988; Narębski, 1993; Furnes i in., 1994; Floyd i in., 2000; Crowley i in., 2001; Floyd i in., 2002). Biorąc pod uwagę szeroki kontekst regionalny, powstanie masywu można generalnie łączyć z paleozoicznym ryftingiem północnego brzegu Gondwany, poprzedzającym orogenezę waryscyjską. Magma protolit masywu powstał zapewne na dojrzałym etapie ryftingu, ale bez badań geochronologicznych trudno określić czy we wczesnym paleozoiku (kambr-ordowik), czy później (dewon). Późniejszy metamorfizm skał masywu, podobnie jak otaczających serii skalnych, związany był zapewne z orogenezą waryscyjską. Weryfikacja i uściślenie tych hipotez roboczych będą zapewne możliwe dzięki badaniom izotopowym, zmierzającym do potwierdzenia typu źródeł magm, określenia wieku umiejscowienia protolitu oraz datowania kolejnych etapów metamorfizmu i deformacji.

WNIOSKI

Wyniki badań petrograficznych, mineralogicznych i geochemicznych przedstawione w niniejszej pracy, jak też wcześniejsze dane, pozwalają na przedstawienie wstępnego modelu ewolucji magmowej i metamorficznej metabazytów masywu Niedźwiedzia w kontekście rozwoju wschodniej części pasma waryscyjskiego. Magmaowy etap historii masywu związany był z procesami ryfingu na północnym obrzeżeniu kontynentu Gondwany we wcześniejszym paleozoiku. Protolitem metabazytów były utworzone wówczas, w środowisku wąskiego zapewne basenu oceanicznego, zasadowe skały magmowe typu normalnych bazaltów grzbietów śródoceanicznych (N-MORB) oraz bazaltów przejściowych o cechach oceanicznych toleatów wewnątrzpłytkowych. Magmaowy protolit metabazytów umiejscowiony został w formie intruzji (lub częściowo serii podmorskich law ?). Zróżnicowanie geochemiczne magm związanych było głównie z heterogenicznością ich źródeł płaszczowych (źródła zubożone i prymitywne), ale wiązało się też z procesami frakcjonalnej krystalizacji i kumulacji kryształów (ich produktem były bazyty wysokomagnezowe występujące w środkowej części masywu) oraz asymilacji skał skorupowych (powstały skały o składzie andezytów, w stropowej części masywu).

Procesy orogeniczne związane z epoką waryscyjską w późnym dewonie/karbonie spowodowały deformację i metamorfizm skał masywu, który włączony został w struktury fałdowe wschodniej części orogenu waryscyjskiego. Najstarsze rozpoznane zespoły mineralne metabazytów, z udziałem klinopiroksenu, sugerują metamorfizm w warunkach na pograniczu facji granulitowej, eklogitowej i amfibolitowej. Z dalszym metamorfizmem wiązała się lokalna migmatyzacja (częściowe topienie), deformacja i retrogresja: dosyć rozpowszechniony w metabazytach wczesnoretrogresywny zespół mineralny granat–amfibol–plagioklaz–kwarc krystalizował przy temperaturach rzędu 774°C ($\pm 88^\circ\text{C}$) i ciśnieniach 12,6 kbar ($\pm 1,9$ kbar), a na dalszym etapie retrogresji tworzył się zespół minerałów amfibol–plagioklaz–epidot(zoizyt)–kwarc, przy temperaturach około 550°C i ciśnieniach rzędu 6 kbar. Lokalnie retrogresja zachodziła też w warunkach facji zieleńcowej. Procesy retrogresywne rozwijały się niejednocie, powodując powstanie przekładających się różnych odmian amfibolitów (piroksenowo-granatowe, granatowe, epidotowe, zoizytowe, zwyczajne, biotytowe), przy czym relikty wcześniejszych faz metamorfizmu zachowały się głównie w środkowej części masywu, a na jego brzegach zostały niemal całkowicie wyeliminowane. W spągowej części masywu położonego w strefie

granicznej Sudetów wschodnich i zachodnich przebiegać może ważna regionalna strefa tektoniczna, jednak weryfikacja tej hipotezy wymaga dalszych badań petrologiczno-strukturalnych.

Podziękowania. Wszystkie badania wykonane zostały w latach 1995–2003, podczas realizacji projektu numer 6.20.1733.00.0, a częściowo również projektu numer 6.20.1705.00.0 finansowanych ze środków Komitetu Badań Naukowych przeznaczonych na działalność statutową Państwowego Instytutu Geologicznego. Część prac zrealizowana została także w ramach programu TEMPUS, na Uniwersytecie w Keele w Wielkiej Brytanii w 1995 roku.

Pragnę bardzo serdecznie podziękować wszystkim tym osobom, które w różnorodny sposób przyczyniły się do powstania niniejszej pracy. W pierwszej kolejności dziękuję doc. dr. hab. Zbigniewowi Cymermanowi za zainteresowanie mnie amfibolitami masywu Niedźwiedzia oraz za wprowadzenie w regionalną problematykę geologiczną wschodniej części bloku przedsudeckiego. Wyrazy szczególnego podziękowania należą się promotorowi mojej pracy doktorskiej, prof. dr. hab. Ryszardowi Kryzie, za pomoc merytoryczną, cenne uwagi i dyskusje, literaturę oraz nieocenioną pomoc podczas wykonywania analiz na mikrosondzie elektronowej. Serdecznie dziękuję recenzentom pracy doktorskiej – prof. dr. hab. Andrzejowi Muszyńskiemu oraz prof. dr. hab. Piotrowi Guni za wnikliwe recenzje, cenne uwagi i spostrzeżenia. Dziękuję również dr. Leszkowi Krzemińskiemu za szczegółową recenzję i krytyczne uwagi dotyczące niniejszej pracy. Pragnę także podziękować pracownikom Centralnego Laboratorium Chemicznego PIG w Warszawie: mgr inż. Zofii Dobieszyńskiej, mgr inż. Irenie Jaroń oraz mgr Irenie Iwasińskiej-Budzyk za czuwanie nad prawidłowym przebiegiem analiz chemicznych skał oraz mgr Ewie Starnawskiej i Leszkowi Giro z Sekcji Mikroskopii Elektronowej PIG za pomoc przy wykonywaniu analiz chemicznych minerałów. Składam także serdeczne podziękowania Andrzejowi Bielowi z Oddziału Dolnośląskiego PIG za pomoc techniczną. Na koniec chciałabym gorąco podziękować Mojemu Mężowi za wielostronną pomoc podczas pisania pracy oraz wielogodzinne dyskusje nad problematyką genezy i ewolucji metabazytów masywu Niedźwiedzia.

LITERATURA

- ACHRAMOWICZ S., MUSZYŃSKI A., 1999 — Partial melting of metapelites from the vicinity of Kamieniec Ząbkowicki (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Pr. Specjalne PTM*, **14**: 56–58.
- ACHRAMOWICZ S., MUSZYŃSKI A., SCHLIESTEDT M., 1995 — Wskaźniki wysokotemperaturowej deformacji gnejsów z Doboszowic. *Pr. Specjalne PTM*, **6**: 18–20.
- ACHRAMOWICZ S., MUSZYŃSKI A., SCHLIESTEDT M., 1997 — Analiza ewolucji metamorficznej i strukturalnej strefy granicznej Sudetów zachodnich i wschodnich – profil W–E Braszowice–Lipniki. *Pr. Specjalne PTM*, **9**: 55–58.
- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S., 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Euro-*

- pe (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geol. Soc., London, Sp. Publ.*, **201**: 237–277.
- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., PIN C., ZALASIEWICZ J.A., 2000 — The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, **90**: 127–146.
- AWDANKIEWICZ H., 1996 — Geochemia metabazytów z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2 (południowa część bloku przedsudeckiego). *Pr. Specjalne PTM*, **8**: 14–16.
- AWDANKIEWICZ H., 1997 — Petrologia i geochemia metabazytów masywu Niedźwiedzia. *Pr. Specjalne PTM*, **9**: 62–64.
- AWDANKIEWICZ H., 2000 — Ewolucja magmowa i metamorficzna metabazytów masywu Niedźwiedzia. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Wrocław*.
- AWDANKIEWICZ H., 2001 — Palaeozoic Mafic Magmatism in the Sudetes Region: Further Constraints from the Geochemistry of the Niedźwiedź Massif Metabasites (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *J. Conf. Abs.*, **6**: 580.
- AWDANKIEWICZ H., 2003a — Petrologia i geochemia metabazytów masywu Niedźwiedzia na bloku przedsudeckim. Maszynopis pracy doktorskiej. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Wrocław*.
- AWDANKIEWICZ H., 2003b — Geochemia serii metamorficznych w południowo-wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Wrocław*.
- BADURA J., 1987 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. *Ark. Lipniki. Państw. Inst. Geol., Wyd. Geol., Warszawa*.
- BARANIECKI L., 1960 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. *Ark. Kamieniec Żąbkowicki. Wyd. Geol., Warszawa*.
- BEDERKE E., 1929 — Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. *Geol. Rdsch.*, **20**: 186–205.
- BEDERKE E., 1931 — Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. *Zbl. Miner. B, Stuttgart*, **8**: 349–408.
- BOBIŃSKI W., KOZDRÓJ W., 1989 — Ewolucja metamorficzna i tektoniczna skał krystalicznych w rejonie Maciejowic (woj. Opolskie). *Streszcz. ref. Kwart. Geol.*, 1988, **32**, 3–4: 740.
- BOYNTON W. V., 1984 — Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *W: Rare earth element geochemistry*. (red. P. Henderson): 63–114. Elsevier, Amsterdam.
- BUCHER K., FREY M., 2002 — Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, Berlin.
- CHÁB J., MIX P., VANĚČEK M., ŽAČEK V., 1994 — Evidence of an extensional tectonics in the NW of the Hrubý Jeseník Mts., *Vest. Česk. Geol. Ústavu*, **69**, 3: 7–15.
- CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., ŠTĚDRÁ V., WINCHESTER J.A., KACHLÍK V., HOLLAND J.G., 2002 — The Mariánské Lázně Complex, NW Bohemian Massif: development and destruction of an early Palaeozoic seaway. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geol. Soc., London, Sp. Publ.*, **201**: 177–195.
- CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., FRANKE W., HOLLAND J.G., 2001 — Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova*, **12**: 171–180.
- CWOJDZIŃSKI S., ŻELAŻNIEWICZ A., 1995 — Podłoże krystaliczne Bloku Przedsudeckiego. *W: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku. Wrocław, 1995. Cz. 1: Przewodnik LXVI Zjazdu PTG. Ann. Soc. Geol. Pol.*, wydanie specjalne: 11–28.
- CYMERMAN Z., 1986 — Sekwencja deformacji skał metamorficznych z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2. *Kwart. Geol.*, **30**: 157–186.
- CYMERMAN Z., 1993 — Czy w Sudetach istnieje nasunięcie ramzowskie? *Prz. Geol.*, **41**: 700–706.
- CYMERMAN Z., 1997 — Czy istnieją różnice między Sudetami „zachodnimi” a „wschodnimi”? *Pr. Specjalne PTM*, **9**: 77–79.
- CYMERMAN Z., AWDANKIEWICZ H., 1995 — Oznaczenia radiometryczne metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ w Sudetach. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Wrocław*.
- CYMERMAN Z., JERZMAŃSKI J., 1987 — Metamorfizm wschodniej części bloku przedsudeckiego w okolicy Niedźwiedzia koło Żiębic. *Kwart. Geol.*, **31**, 2–3: 239–262.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M. A.J., 1994 — The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. *Kwart. Geol.*, **38**, 2: 192–210.
- DALLMAYER D., NEUBAUER F., HÖCK V., 1992 — Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian zones) — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls. *Tectonophysics*, **210**: 135–153.
- DON J., 1995 — Problem hercynidów i waryscydlów w Sudetach. *Prz. Geol.*, **43**: 738–793.
- ELLIS D. J., GREEN D. H., 1979 — An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**: 13–22.
- FLOYD P.A., CASTILLO P.R., 1992 — Geochemistry and petrogenesis of Jurassic ocean crust basalts. ODP Leg 129, Site 801. *W: Proceedings of Ocean Drilling Program* (red. R. Larson, Y. Launcelot i in.): 361–388. Scientific Results, 129. College Station TX.
- FLOYD P.A., KRYZA R., CROWLEY Q.G., WINCHESTER J.A., WAHED M.A., 2002 — Śleza Ophiolite: geochemical features and relationship to Lower Palaeozoic rift magmatism in the Bohemian Massif. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geol. Soc., London, Sp. Publ.*, **201**: 197–215.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., SESTON R., KRYZA R., CROWLEY Q.G., 2000 — Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. *W: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). *Geol. Soc., London, Sp. Publ.*, **179**: 155–174.
- FRANKE W., ŻELAŻNIEWICZ A., 2000 — The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *W: Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt* (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **179**: 63–86.
- FRANKE W., ŻELAŻNIEWICZ A., 2002 — Structure and evolution of the Bohemian Arc. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **201**: 279–293.
- FURNES H., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., PIN C., GARMANN L.B., 1994 — Geochemical evidence for progressive rift-related early Palaeozoic volcanism in the western Sudetes. *J. Geol. Soc.*, **151**: 91–109.
- GRAHAM C. M., POWELL R., 1984 — A garnet-hornblende geothermometer and application to the Peloma Schist, southern California. *J. Metamor. Geol.*, **2**: 13–32.
- GUNIA P., WOJCIECHOWSKA I., 1996 — New data about geochemistry of metabasic rocks from the eastern part of Fore-Sudetic Block (SW Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **44**, 2: 101–108.
- HOLLAND T., BLUNDY J., 1994 — Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**: 433–447.
- HOLM P.E., 1985 — The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile ele-

- ment abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, **51**: 303–323.
- IRVINE T.N., BARAGAR W. R.A., 1971 — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 523–548.
- JERZMAŃSKI J., 1991 — Nowo odkryte ciała bazytów i ultrabazytów w okolicy Ślęży na bloku przedsudeckim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **367**: 87–104.
- JERZMAŃSKI J. (red.), 1992 — Niedźwiedź IG 1 i Niedźwiedź IG 2. *Profil Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **75**.
- JERZMAŃSKI J., CYMERMAN Z., KORNAŚ J., KOSSOWSKA I., KURALOWA K., MACIEJEWSKI S., PENDIAS H., SYLWESTRZAK H., 1984 — Dokumentacja wyników otworu Niedźwiedź IG 2. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Wrocław.
- JÓZEFIAK D., 1998 — Historia metamorfizmu łupków łyszczykowych okolic Kamieńca Żąbkowickiego. *Arch. Min.*, **51**, 1-2: 213–248.
- KOHN M. J., SPEAR F. S., 1990 — Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Am. Mineral.*, **75**: 89–96.
- KRETZ R., 1983 — Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, **68**: 277–279.
- KRÖNER A., MAZUR S., 2003 — Proterozoic and Palaeozoic crustal components across the East/Central Sudetes boundary at the eastern margin of the Bohemian Massif: new U/Pb and Pb/Pb single zircon ages from the eastern Fore-Sudetic block (SW Poland). *J. Czech. Geol. Soc.*, **48**, 1-2: 83–84.
- KRYZA R., 1993 — Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. *Acta Univ. Wratisl. Nr 1546 Pr. Geol.-Miner.*, **39**: 139 s.
- KRYZA R., AWDANKIEWICZ M., AWDANKIEWICZ H., KOZDRÓJ W., SZCZEPAŃSKI J., TURNIAK K., 1996 — Geotectonic significance of Palaeozoic volcanism in the west Sudetes. Streszcz. referatu. EUROPROBE-TEŠZ, Książ, 11–17 April 1996.
- KRYZA R., MAZUR S., OBERC-DZIEDZIC T., 2004 — The sudetic geological mosaic: Insights into the root of the Variscan orogen. *Prz. Geol.*, **52**, 8/2: 761–773.
- KRYZA R., PIN C., 2002 — Mafic rocks in a deep-crustal segment of the Variscides (the Góry Sowie, SW Poland): evidence for crustal contamination in an extensional setting. *Int. J. Earth Sci.*, **91**: 1017–1029.
- KRYZA R., WAHED M. A., 2000 — The Ślęża mafic complex: contrasting geochemistry of plutonic and subvolcanic/volcanic rocks. *Pr. Specjalne PTM*, **17**: 195–197.
- KURALOWA K., MACIEJEWSKI S., 1992 — Skład chemiczny i uwagi genetyczne o skałach metamorficznych z otworów Niedźwiedź IG 1 i IG 2. *W: Niedźwiedź IG 1, Niedźwiedź IG 2* (red. J. Jerzmański). *Profil Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **75**: 65–72.
- LAIRD J.O., ALBEE A.L., 1981 — Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: the application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, **281**: 127–175.
- LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMAYRE J., LE BAS M.J., SABINE P.A., SCHMID R., SORENSON H., STRECKEISEN A., WOOLEY A.R., ZANETTIN B., 1989 — A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford.
- LEAKE B.E., WOOLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRIVICE J.D., HAWTORNE F.C., KATO A., KICH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.A., MARESCH V.W., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WHITTAKER E. J.W., YOUZHI G., 1997 — Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**: 1019–1037.
- MACIEJEWSKI S., SAWICKI L., 1977 — Dokumentacja wyników otworu Niedźwiedź IG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Wrocław.
- MAZUR S., JÓZEFIAK D., 1999 — Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from vicinities of Kamieniec Żąbkowicki, Sudetic foreland, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **69**, 1-2: 1–26.
- MAZUR S., PUZIEWICZ J., JÓZEFIAK D., 1997a — Tektonika i metamorfizm serii skalnych między blok sówiogórskim a masywem Niedźwiedzia (blok przedsudecki). *Pr. Specjalne PTM*, **9**: 39–44.
- MAZUR S., PUZIEWICZ J., SZCZEPAŃSKI J., 1997b — Zdeformowane granity z Lipnik na bloku przedsudeckim: zapis waryscyjskiej ekstensji w strefie granicznej zachodnich i wschodnich Sudetów. *Prz. Geol.*, **45**, 3: 290–294.
- MUSZYŃSKI A., 1994 — Kwaśne skały metawulkaniczne środkowej części masywu czeskiego – uwagi petrologa. *Prz. Geol.*, **41**, 11: 751–756.
- OBERC J., 1968 — Granica między strukturą zachodnio- i wschodniosudecką. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **38**: 203–217.
- OBERC J., 1972 — Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol. Warszawa.
- OBERC-DZIEDZIC T., 2001 — Variscan overthrust of lower palaeozoic gneisses on cadomian basement in the Strzelin Massif, Fore-Sudetic-Block, SW Poland – a part of the Ramzova overthrust? *Pr. Specjalne PTM*, **19**: 131–134.
- OBERC-DZIEDZIC T., KRYZA R., KLIMAS K., FANNING M. C., MADEJ S., 2005 — Gneiss protolith ages and tectonic boundaries in the NE part of the Bohemian Massif (Fore-Sudetic Block, WS Poland). *Geol. Quart.*, **49**, 4: 363–378.
- OLIVER G. J.H., CORFU F., KROGH T.E., 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc.*, **150**: 355–369.
- PATTISON D.R.M., NEWTON R.C., 1989 — Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**: 87–103.
- PEARCE J.A., 1982 — Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *W: Andesites* (red. R.S. Thorpe): 525–548. Wiley & Sons, Chichester.
- PEARCE J.A., 1983 — Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *W: Continental basalts and mantle xenoliths* (red. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry): 230–249. Shiva, Nantwich.
- PEARCE J.A., NORRY M.J., 1979 — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**: 33–47.
- PENDIAS H., SYLWESTRZAK H., 1992 — Wyniki badań amfibolowo-granatowego zespołu mineralnego w profilu otworu Niedźwiedź IG 2. *W: Niedźwiedź IG 1, Niedźwiedź IG 2* (red. J. Jerzmański). *Profil Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **75**: 83–89.
- PIN C., MAJEROWICZ A., WOJCIECHOWSKA I., 1988 — Upper Palaeozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, **21**: 195–209.
- PLYUSNINA L.P., 1982 — Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblende Bearing Assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**: 140–146.

- POWELL R., HOLLAD, T.J.B., 1988 — An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metamor. Geol.*, **6**: 173–204.
- PUZIEWICZ J., 1998 — Magmowy epidot w tonalitach masywu Niedźwiedzia. *Pr. Specjalne PTM*, **11**: 157–159.
- PUZIEWICZ J., 2001 — Origin of annite-epidote-ilmenite-muscovite paragenesis in the granulite from Chałupki (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Miner. Pol.*, **32**, 1: 3–13.
- PUZIEWICZ J., 2002 — Albite-epidote granofels from Chałupki metasedimentary sequence (Doboszowice Metamorphic Unit, Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Miner. Pol.*, **33**, 2: 41–47.
- PUZIEWICZ J., KOEPKE J., 2001 — Partial melting of garnet-amphibole granofels and the crystallisation of igneous epidote in the Niedźwiedź amphibolite massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *N. Jb. Miner. Mh.*, **12**: 529–547.
- PUZIEWICZ J., OLEJNICZAK K., 1997 — Wstępne dane petrologiczne o amfibolitach masywu Niedźwiedzia. *Pr. Specjalne PTM*, **9**: 45–49.
- PUZIEWICZ J., OLEJNICZAK K., 1998 — Partial Melting and Retrogressive Metamorphism of Amphibolites of the Niedźwiedź Massif (Eastern Part of the Fore-Sudetic Block). *Geolines*, **6**: 51–52.
- PUZIEWICZ J., RUDOLF N., 1998 — Petrografia i geneza leukokratycznych gnejsów dwuwłzeczykowych metamorfiku Doboszowic. *Arch. Min.*, **51**, 1-2: 181–212.
- PUZIEWICZ J., MAZUR S., PAPIEWSKA C., 1999 — Petrografia i geneza paragnejsów dwuwłzeczykowych metamorfiku Doboszowic (Dolny Śląsk) i towarzyszących im amfibolitów. *Arch. Min.*, **52**, 1: 35–70.
- REMBOCHA L., 1961 — O łupkach aktynowitowych z okolic Paczkowa. *Prz. Geol.*, **9**, 2: 93.
- REMBOCHA L., 1967 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000. Ark. Paczków. Wyd. Geol., Warszawa.
- ROLLINSON, H.R., 1993 — Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical.
- SAWICKI L., 1959 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000. Ark. Kamienica. Wyd. Geol. Warszawa.
- SAWICKI L., 1992 — Profil litologiczno-stratygraficzny otworu Niedźwiedź IG 1. *W: Niedźwiedź IG 1, Niedźwiedź IG 2* (red. J. Jerzmański). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **75**: 11–16.
- SCHULMANN K., GAYER R., 2000 — A model for continental accretionary wedge developed by oblique collision the NE Bohemian Massif. *J. Geol. Soc.*, **157**: 401–416.
- SCHULMANN K., GAYER R., CHÁB J., 1995a — Silesian domain. Thermal and Mechanical Interactions in Deep Seated Rocks: 35–67. Excursion Guide – Post-Conference Excursion. 1–4. 10.1995. Czech Republic.
- SCHULMANN K., HARTLEY A., CHÁB J., 1995b — Variscan orogenic front in the E of the Bohemian Massif. Thermal and Mechanical Interactions in Deep Seated Rocks: 3–5. Excursion Guide – Post-Conference Excursion. 1–4. 10.1995. Czech Republic.
- SCHULMANN K., LEDRU P., AUTRAN A., MELKA R., LARDEUX J.M., URBAN M., LABKOWICZ M., 1991 — Evolution of nappe in the eastern margin of the Bohemian Massif: A kinematic interpretation. *Geol. Rundsch.*, **80**: 73–92.
- SHERVAIS J.W., 1982 — Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**: 101–118.
- SKÁČEL J., 1989 — On the Lugićum-Silesicum boundary. *Acta Univ. Wratisl. 1113, Pr. Geol. Miner.*, **17**: 45–55.
- SKOVGAARD A.C., STOREY M., BAKER J., BLUSZTAJN J., HART S.R., 2001 — Osmium-oxygen isotopic evidence for a recycled and strongly depleted component in the Iceland mantle plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **194**: 259–275.
- SPEAR F. S., 1993 — Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America Monograph, Washington D.C.
- ŠTEDRÁ V., KACHLÍK V., KRYZA R., 2002 — Coronitic metagabbros of the Mariánské Lázně Complex and Teplá Crystalline Unit: inferences for the tectonometamorphic evolution of the western margin of the Teplá-Barrandien Unit, Bohemian Massif. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geol. Soc., London, Sp. Publ.*, **201**: 217–236.
- STELTENPOHL M.G., CYMERMAN Z., KROGH E.J., KUNK M.J., 1993 — Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, **21**, 12: 1111–1114.
- ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K., THOMPSON A.B., JEŽEK J., KRÖNER A., 2001 — Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, **332**, 1-2: 239–253.
- SUESS F.E., 1912 — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gessenkes. *Denkschich. Kaiserl. Akad. Wissensch.*, **88**: 541–651.
- SUESS F. E., 1926 — Intrusions-Tektonik und Wander-Tektonik in Variszischen Gebirge. Borntraeger, Berlin.
- SVOBODA J., BENEŠ K., DUDEK A., HOLUBEC J., KODYM M.L.O., MALKOVSKÝ M., ODEHNAL L., POLÁK A., POUBA Z., SATTRAN V., ŠKVOR V., WEISS J., 1964 — Regionalni geologie ČSSR, díl I, Český Masiv. Ústř. Úst. Geol., Českoslov. Academie, Prague.
- SZCZEPAŃSKI J., MAZUR S., 2004 — Syn-collisional extension in the West/East Sudetes boundary zone (NE Bohemian Massif): structural and metamorphic record in the Jegłowa Beds from the Strzelin Massif (East Fore-Sudetic Block). *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **233** 3: 297–331.
- WILSON M., 1989 — Igneous Petrogenesis. Harper Collins Academic, 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.
- WOOD D. A., JORON J.L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J., 1979 — Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Island and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 319–339.
- YARDLEY B.W.D., 1989 — An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Sci. Ser., Harlow.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1995 — VI. Western Sudetes (Lugićum). Introduction. *W: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe* (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 311–314. Springer, Berlin.

THE PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE METABASITES OF THE NIEDŹWIEDŹ MASSIF IN THE FORE-SUDETIC BLOCK

Abstract. The Niedźwiedź amphibolite massif, situated in the Fore-Sudetic Block, represents one of the largest Palaeozoic metabasite complexes in Lower Silesia. The petrographic, mineralogical and geochemical studies of drill cores and field exposures (including chemical analyses of rocks and minerals by the XRF, INAA, ICP and EMPA methods) provided new data on the lithology and structure, and the magmatic and metamorphic evolution of the massif. The inner part of the massif consists of tholeiitic metabasites represented by garnet-, garnet-pyroxene-, and epidote amphibolites, and high-Mg metabasites represented by zoisite amphibolites. Towards the top there are abundant transitional metabasites and metaandesites

represented by leucocratic common- and biotite amphibolites. The lower part of the massif consists of tholeiitic and transitional metabasites, both represented by epidote amphibolites. The metabasites were metamorphosed at conditions changing from the boundary of eclogite, granulite and amphibolite facies (ca. 12,6 kbar, 774°C) towards the boundary of amphibolite and greenschist facies (ca. 6 kbar, 550°C). The protolith of the metabasites was an intrusion of basic igneous rocks chemically corresponding to N-MORB and transitional basalts similar to intraplate oceanic tholeiites. This intrusion probably originated in a narrow oceanic basin, in a setting transitional between a mature intra-continental rift and an open ocean.

Key words: petrology, geochemistry, metabasites, boreholes, the Niedźwiedź Massif, Fore-Sudetic Block

SUMMARY

The Niedźwiedź amphibolite massif, one of the largest metabasite complexes in Lower Silesia (ca. 3,5 km thick and 20 km long) is situated in the south-eastern part of the Fore-Sudetic Block, in the boundary zone of the West and East Sudetes (Fig. 1). The exposure of the massif is rather scarce due to an extensive cover of Cenozoic deposits up to 120 m thick. However, the presence of a large amphibolite massif within crystalline basement rocks of this region (Fig. 2) was documented by the Polish Geological Institute using geophysical methods that indicated strong gravity and magnetic anomalies, and later by two deep, fully-cored boreholes: Niedźwiedź IG 1 and Niedźwiedź IG 2 (Maciejewski and Sawicki, 1977; Jerzmański *et al.*, 1984; Jerzmański, 1992). The first borehole, 801 m deep, was drilled through the overlying country rocks into the upper part of the massif, and the second borehole, 1694 m deep, penetrated the central-lower portion of the massif and the underlying country rocks (Fig. 3). The early studies of the drill cores included prospecting for metal ores, petrography, geophysics and structural geology, and were summarized by Jerzmański (1992). Metal ores were not found in economically significant amounts and, in the 90ties, the drill cores were partly rejected. However, representative samples covering the whole drilled interval were retained. Currently these include ca. 40 boxes with 1–2 m long core samples, and ca. 800 smaller sam-

ples (ca. 5 to 20 cm long each) coming from various depths. In addition, over 500 archival thin sections are preserved.

The main goal of this study was a detailed petrological and geochemical characterisation of the metabasites and the reconstruction of magmatic and metamorphic evolution of the Niedźwiedź Massif. The study focused on the archival drill cores, but included also field work and systematic sampling of surface localities (Fig. 2, Table 1). In total, the petrographic variation of the metabasites was characterized in over 620 thin sections and 123 representative samples were selected for chemical analyses which included: (1) determination of whole-rock major and trace element chemistry using the XRF method in 123 samples, (2) determination of REE and other selected trace elements in selected 42 samples using the INAA and ICP methods, and (3) 215 chemical analyses of minerals in 7 thin sections using the electron microprobe. The analytical results are shown in Appendices 1–9.

The Niedźwiedź Massif consists almost exclusively of amphibolites with some intercalations of gneisses, schists, carbonate rocks and greenschists concentrated along the margins. The amphibolites are strongly variable in terms of petrography and structures. The major mineral components of the amphibolites are plagioclase and hornblende. Based on the type of other minerals which accompany the two main com-

ponents in significant amounts (over 5% by volume; [Table 2](#)) the following amphibolite types were distinguished:

- common amphibolites (composed almost exclusively of plagioclase and hornblende),
- biotite amphibolites,
- epidote amphibolites,
- zoisite amphibolites,
- garnet amphibolites, and
- pyroxene-garnet amphibolites.

The amphibolites of the Niedźwiedź Massif usually show a well developed foliation, and massive samples almost devoid of foliation are relatively rare. The foliation is typically defined by a subparallel alignment of prismatic amphiboles and/or stripes of light mineral components. The degree of segregation and the spatial relationships of dark and light minerals vary widely. Following Jerzmański (1992, and references cited therein) the following structural types of amphibolites can be distinguished:

- homogeneous (no distinctive segregation of dark and light minerals, relatively weak foliation),
- spotted and striped (characterized by irregular spots and stripes, respectively, of light minerals and weak to distinct foliation), and
- laminated (with well-defined light laminae usually several mm thick).

Similarly, there is a strong variation in the grain size of the amphibolites, enabling the distinction of fine-grained, medium-grained and coarse-grained amphibolites, characterized by grain-size of <2 mm, 2–5 mm and >5 mm, respectively. In addition there are distinctive porphyroblastic amphibolites which contain porphyroblasts (typically garnet) up to several cm in diameter.

All the mineralogical varieties of amphibolites (biotite amphibolites, epidote amphibolites etc.) vary widely in their structural characteristics, but only rarely close links between the mineral composition and structure are observed. In particular, the garnet amphibolites typically show porphyroblastic structures. The coarse-grained structure is in turn characteristic of the common amphibolites poor in the light minerals, and of some zoisite amphibolites with prismatic zoisite crystals up to 3 cm long. Lamination is best developed in plagioclase and quartz-rich amphibolites, and also in some epidote and zoisite amphibolites.

The Niedźwiedź Massif is characterized by a pronounced layering expressed by the presence of centimetres to metres thick bands of amphibolites with distinctive mineral composition and/or structure ([Plate I](#)). However, the proportions of various amphibolite types are different in various parts of the massif, and there is some systematic variation in the vertical sections of the massif ([Figs. 4 and 5](#)). The uppermost part, ca. 500 m thick, where amphibolites are intercalated with country rocks, consists predominantly of the biotite and common amphibolites, more rarely of the garnet and epidote amphibolites. In addition, these amphibolites are relatively rich in plagioclase and quartz. The inner part of the massif, some 2 km thick, is characterized by abundant zoisite, pyroxene-garnet and garnet amphibolites, and the biotite am-

phibolites are not found. In this part of the massif there are both thick zones strongly dominated with one amphibolite type (e.g. 200–300 m thick section of zoisite amphibolites near the top of the Niedźwiedź IG 2 core) as well as densely layered sections where all but the biotite amphibolites are found. The lowermost part of the massive, ca. 700–800 m thick, is more monotonous and strongly dominated by the epidote amphibolites. The structural characteristics of the amphibolites show less distinct variation within the massif. However, amphibolites with coarse-grained structures and those with indistinct foliation are found only in the central part of the massif. The marginal parts, and in particular the basal zone, consist of fine-grained amphibolites with well developed foliation and lamination.

The petrographic characteristics of the amphibolites are illustrated in [Plates I–IX](#). Hornblende and plagioclase, the main mineral components of the studied rocks, show variable textures and are often zoned. Clinopyroxenes are typically found as relics densely intergrown with amphiboles. Garnets typically contain numerous inclusions of other minerals (e.g. plagioclase, amphiboles, quartz, titanite). Many garnet porphyroblasts are partly replaced by epidotes and chlorites, and in several samples coronas of amphiboles, plagioclase and/or epidote are found. Epidote group minerals are often inhomogeneous or zoned. Biotite is mainly found along the margins and cleavage planes of hornblende crystals.

The mineral chemistry of the amphibolites is illustrated in [Figures 6–11](#) and summarized in [Table 3](#). Plagioclase ranges in composition from labradorite to oligoclase. Highest anorthite contents are typical of the garnet and zoisite amphibolites of the inner part of the massif. Normal zoning is common, and reverse zoning is rare. Amphiboles are represented by tschermakite, Mg-hornblende and actinolite, more rarely by edenite and pargasite (and their Fe-rich equivalents). Normal zoning is common, but reversely zoned amphiboles are also found, especially in the lower part of the massif. Garnets are usually weakly zoned and almandine- and grossularite-rich (>49% and >27%, respectively) and in one sample relatively rich in pyrope (up to 35%). Epidote group minerals are variably zoned, and show the highest iron contents (Fe/(Al+Fe) up to 0,26) in samples from the lowermost part of the massif. Clinopyroxenes show the diopside composition.

The petrography and mineral chemistry suggest that the pyroxene-garnet and garnet amphibolites provide a record metamorphic conditions close to the peak of metamorphism of the metabasites, probably near the transition of the amphibolite and granulite facies, at high pressures. Common replacement textures in clinopyroxene and garnet point to their retrogression at the conditions of amphibolite facies, and the mineral assemblages of the epidote and zoisite amphibolites suggest metamorphism at the conditions of epidote-amphibolite facies. Chloritisation of amphiboles and garnets in some samples, as well as greenschist intercalations, point to local retrogression down to the greenschist facies.

Geothermobarometric calculations using the THERMOCALC software ([Table 4, Fig. 12](#)) indicate that the mineral assemblage garnet–amphibole–plagioclase–quartz crystallized

at temperatures of 774°C ($\pm 88^\circ\text{C}$) and pressures of 12,6 kbar ($\pm 1,9$ kbar). No reliable PT estimates were obtained for assemblages with clinopyroxene, possibly due to the relic character of this mineral. However, the presence of clinopyroxene suggest even higher temperatures of the peak metamorphic conditions. The crystallization of mineral assemblage plagioclase–amphibole–epidote(zoisite)–quartz during the late phases of retrogression took place at temperatures of ca. 550°C and pressures of ca. 6 kbar (Table 4, Fig. 12).

Retrogression within the massif was spatially inhomogeneous. In general, it was less pronounced in the massif centre, where there are more numerous relics of the higher-grade metamorphic stages (e.g. the pyroxene-garnet amphibolites), and more pronounced in the marginal zones of the massif where such relics are largely eliminated. The lower part of the massif, dominated with the strongly foliated epidote amphibolites, represents a deeply retrogressed and deformed zone (a part of a regional tectonic suture?). The heterogeneous retrogression, together with variable deformation, contributed to the pronounced petrographic layering within the massif.

The geochemical studies show that the metabasites largely correspond to subalkaline basalts. The potentially “mobile” elements (e.g. silica, alkalis) vary consistently with the “immobile” elements, suggesting rather weak influence of metamorphism on whole-rock composition of the metabasites. Based on the Zr/TiO₂–Nb/Y, Zr–Nb (Fig. 13) and also the TAS and AFM diagrams (Fig. 14), the metabasites are subdivided into the following groups: tholeiitic metabasites (including a high-Mg subgroup), transitional metabasites and metaandesites. The geochemical variation of these rocks is illustrated in Figure 15, where most of the analysed elements are plotted against the magnesium number $Mg\# = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, with total Fe expressed as Fe₂O₃. Most of the diagrams are characterized by good linear correlations between the variables. The most distinctive group represent the high-Mg tholeiitic metabasites which are characterized by the highest $Mg\# = 0,54\text{--}0,73$ ($< 0,48$ in most other samples), the highest contents of Mg, Al, Ca, Cr and Ni, and the lowest contents of Fe, Mn, Ti, P, Zr, Nb, Y, Na and K. The differences between the metabasite groups distinguished are further illustrated in the “spiderdiagrams” (Figs. 16–19). The tholeiitic metabasites show geochemical characteristics of N-MORB-type basalts, while the high-Mg metabasites show some features similar to island arc tholeiites and picrites. The transitional metabasites compare best to within-plate basalts, and the metaandesites are more variable and similar to within-plate or subduction-related volcanic rocks. This strong geochemical variation is also seen in the tectonomagmatic discrimination diagrams (Fig. 20).

The geochemical and petrographic characteristics of the metabasites are partly correlated (Table 5) and vary systematically in the vertical section of the massif (Figs. 5 and 21). The thick, inner part of the massif is largely composed of tholeiitic metabasites represented by various petrographic types, including garnet-, pyroxene-garnet- and epidote amphibolites. The high-Mg metabasites correspond to the zoisite amphibolites. In the upper part of the massif, the tholeiitic metabasites are accompanied by abundant transitional metabasites and metaandesites, and the characteristic petrographic types are the common- and biotite amphibolites rich in light minerals. The basal section of the massif is composed of the tholeiitic and minor transitional metabasites, developed as the epidote amphibolites.

The protolith of the metabasites probably was relatively large intrusion of basic igneous rocks (gabbros) with several subsidiary sills and dikes at the top (or a thick lava sequence?). The geochemical variation of the metabasites is considered to reflect variable mantle sources of the magmas and differentiation processes within the intrusion, and not variable palaeogeotectonic emplacement settings of the protoliths. The dominant tholeiitic metabasites correspond geochemically to N-MORB-type magmas derived from depleted mantle sources. The high-Mg metabasites represent cumulates derived from the former magma by accumulation of fractionating magnesian pyroxene and calcic plagioclase. The transitional metabasites were derived from a distinctive, primitive or enriched mantle source. Mantle source heterogeneity and variable degrees of fractionation probably contributed to the variation and gradation between the tholeiitic and the transitional magmas. The metaandesites represent tholeiitic or transitional magmas contaminated with continental crust materials, or were derived from contaminated mantle source (however, some metasomatic enrichment at the contact zone of amphibolites and gneisses cannot be excluded).

The dominantly MORB-like geochemical signatures of the metabasites, the genetic links between their protoliths and the character of mantle sources involved suggest that the discussed basic magmatism was generally related to an oceanic setting. Possibly, the significant geochemical variation and rather complex genetic relationships indicate a narrow ocean setting, transitional between a mature intra-continental rift and an open ocean. Considering the regional geological context, the magmatic stage of Niedźwiedź Massif evolution may be linked with the (early?) Palaeozoic rifting of the northern Gondwana margins, and the metamorphic stage is obviously related to the late Devonian or early Carboniferous orogenic processes in the eastern part of the European Variscides.

TABLICE

TABLICA I

Przykłady warstwowania (ang. *layering*) i laminacji w amfibolitach masywu Niedźwiedzia

Examples of layering and lamination in the amphibolites of the Niedźwiedź Massif

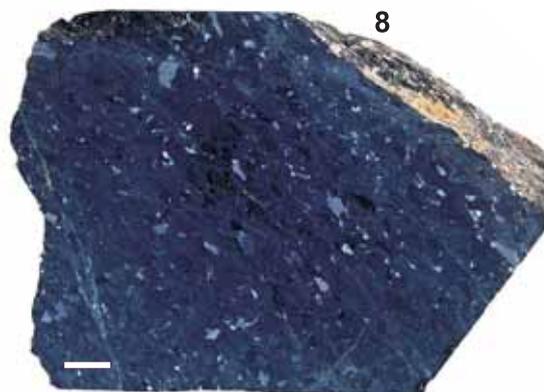
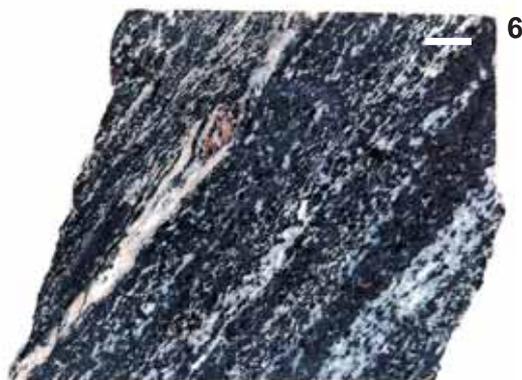
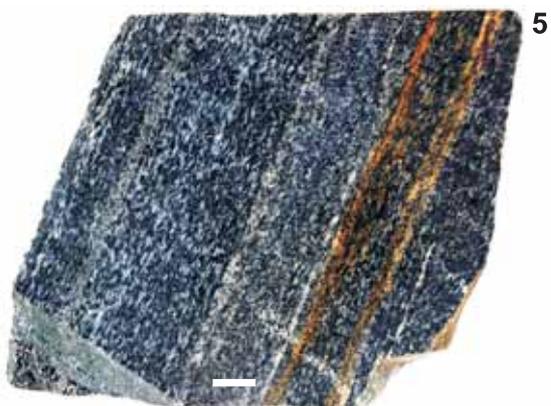
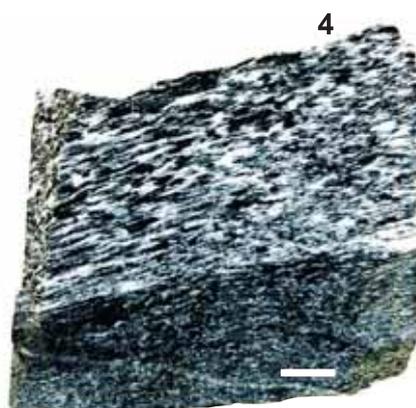
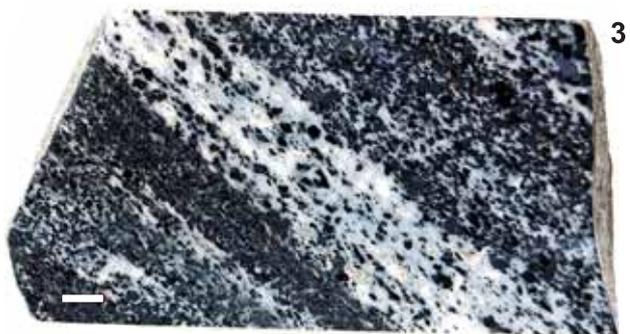
- Fig. 1. Ostry kontakt amfibolitu granatowego i epidotowego. W warstwie amfibolitu granatowego zaznacza się gradacja wielkości i ilości porfiroblastów granatu (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 883,5)
A sharp contact of garnet and epidote amphibolites. A gradation of the amount and size of garnet porphyroblasts can be seen in the garnet amphibolite layer (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 883,5)
- Fig. 2. Naprzemianległe, cienkie warstwy amfibolitów granatowych i epidotowych (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 672,4)
Thin intercalations of garnet and epidote amphibolites (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 672,4)
- Fig. 3. Laminacja w amfibolicie zwyczajnym. W skale, obok warstw zawierających zbliżone ilości składników ciemnych (hornblenda) i jasnych (kwarc i plagioklaz) występują laminy leukokratyczne i melanokratyczne (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 508,2)
Lamination in the common amphibolite. In this rock, apart from laminae composed of similar amounts of dark (hornblende) and light (quartz and plagioclase) components, there are both leuco- and melanocratic laminae (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 508,2)
- Fig. 4. Ostry kontakt średnioblastycznego i drobnoblastycznego amfibolitu zoizytowego; skała silnie sfoliowana (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 309,2)
A sharp contact of medium- and fine-grained zoisite amphibolites; the rock is strongly foliated (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 672,4)

Amfibolity zwyczajne

The common amphibolites

- Fig. 5. Amfibolit średnioblastyczny, smużysty (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 152,4)
Medium-grained, striped amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 152,4)
- Fig. 6. Amfibolit średnioblastyczny, laminowany (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 832,4)
Medium-grained, laminated amphibolite (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 832,4)
- Fig. 7. Amfibolit gruboblastyczny, jednorodny, o słabo zaznaczonej foliacji (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 487,4)
Coarse-grained, homogeneous amphibolite, with poorly developed foliation (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 487,4)
- Fig. 8. Masywny amfibolit melanokratyczny, gruboblastyczny (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 735,8)
Massive, coarse-grained, melanocratic amphibolite (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 735,8)

Długość skali na wszystkich fotografiach wynosi 1 cm
Scale bar 1 cm long in all photos

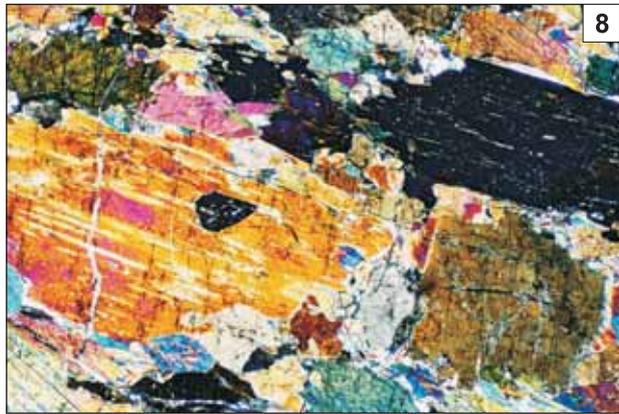
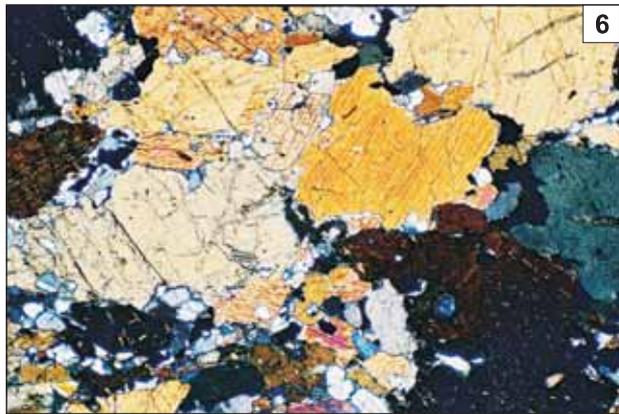
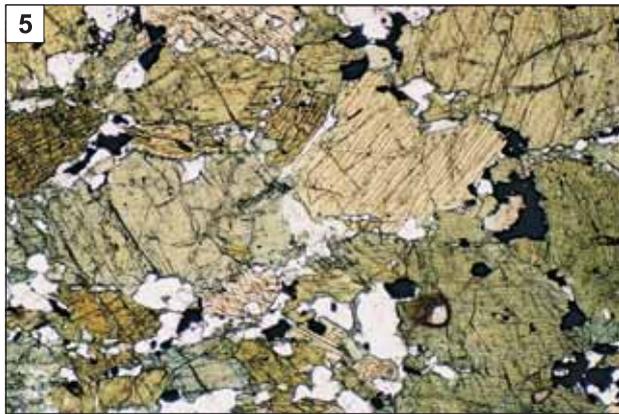
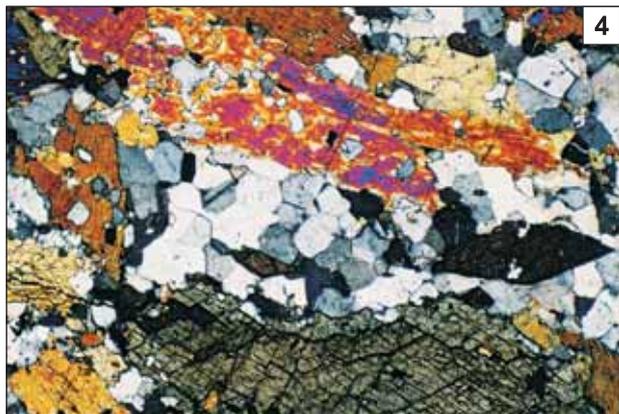
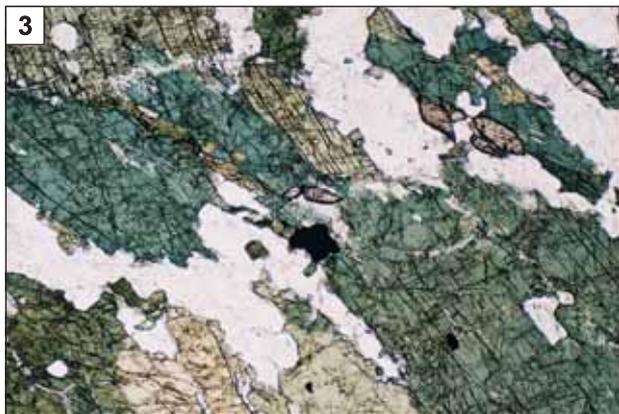
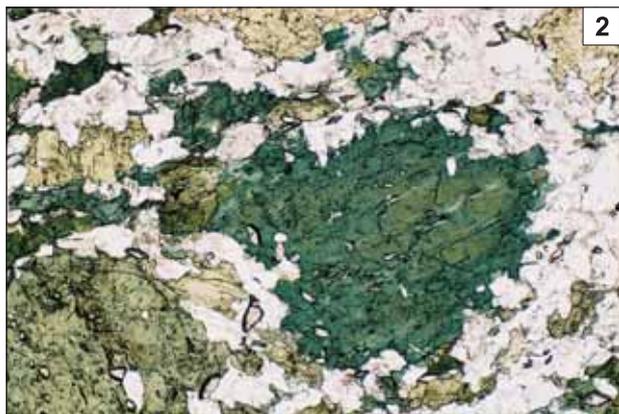


TABLICA II

Mikrofotografie amfibolitów zwyczajnych

Photomicrographs of the common amphibolites

- Fig. 1. Amfibolit smużysty, o wyraźnie zaznaczonej foliacji (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 538,7). Skała zbudowana głównie z hornblendy, plagioklazą i kwarcu; podrzędnie występuje tytanit. Na brzegach niektórych blastów hornblendy pojawia się chloryt. Większość blastów hornblendy wykazuje plamiste zróżnicowanie barwy lub budowę pasową (bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
- Striped amphibolite, with well developed foliation (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 538,7). This rock is mainly composed of hornblende, plagioclase and quartz. There is also subordinate titanite and chlorite found along the margins of some hornblende blasts. Most hornblende crystals shows some variation in colour in the form of spots or zoning (plane polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 2. Ksenomorficzny blast hornblendy wykazujący budowę pasową: niejednorodne jądro o plamistym zróżnicowaniu barwy otacza obwódka o ciemniejszym zabarwieniu (bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm; ta sama próbka co na fig. 1)
- An anhedral, zoned hornblende blast with a lighter, spotted core and a darker envelope (plane polarised light, shorter edge of photo is ca. 2 mm long; the same sample as in Fig. 1)
- Fig. 3. Amfibolit gruboblastyczny, smużysty (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 610,0). Skała zbudowana z hornblendy, kwarcu, plagioklazą, tytanitu i minerałów nieprzezroczystych. Miejscami hornblenda zastępowana jest przez chloryt (bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
- Coarse-grained, striped amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 610,0). This rock is composed of hornblende, quartz, plagioclase, titanite and opaque minerals. In places hornblende is replaced by chlorite (plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 4. Amfibolit jednorodny, miejscami smużysty (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 449,3). Granoblastyczny agregat kwarcowo-plagioklazowy (polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
- Homogeneous, locally striped amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 449,3). A granoblastic aggregate of quartz and plagioclase (crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 5, 6. Amfibolit jednorodny, miejscami smużysty (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 449,3). Skała składa się z hornblendy oraz mniejszych ilości kwarcu, plagioklazą i minerałów nieprzezroczystych. Niektóre blasty hornblendy wykazują budowę pasową (fig. 5 – bez analizatora, fig. 6 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
- Homogeneous, in places striped amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 449,3). This rock consists of hornblende and smaller amounts of quartz, plagioclase and opaque minerals. Some hornblende blasts are zoned (Fig. 5 – plane-polarised light, Fig. 6 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 7, 8. Amfibolit masywny, melanokratyczny (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 385,0). Zasadniczym składnikiem skały jest hornblenda (fig. 7 – bez analizatora, fig. 8 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 8 mm)
- Massive, melanocratic amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 385,0). The predominant component of this rock is hornblende (Fig. 7 – plane-polarised light, Fig. 8 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 8 mm long)



TABLICA III

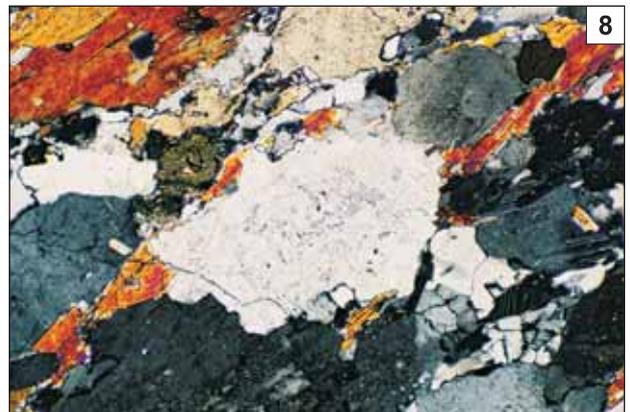
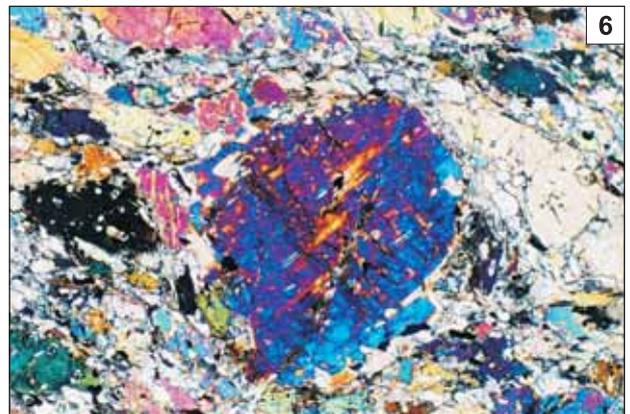
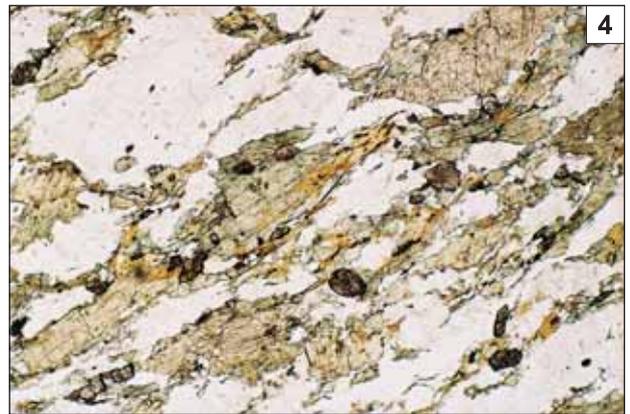
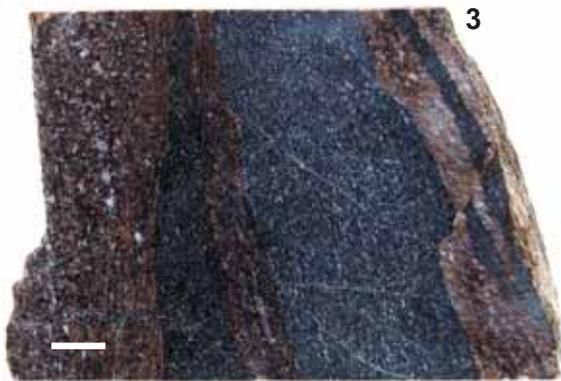
Amfibolity biotytowe The biotite amphibolites

- Fig. 1. Amfibolit drobnoblastyczny, laminowany (odsłonięcie 7, próbka 50)
Fine-grained, laminated amphibolite (locality 7, sample 50)
- Fig. 2. Amfibolit drobnoblastyczny, laminowany (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 322,3). Widoczne cienkie laminki leukokratyczne oraz grubsze, bogate w biotyt
Fine-grained, laminated amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 322,3). Thinner leucocratic laminae, as well as thicker laminae enriched in biotite can be seen
- Fig. 3. Amfibolit drobnoblastyczny, laminowany (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 233,7). W prawej i lewej części zdjęcia widoczne laminy silnie wzbogacone w biotyt
Fine-grained, laminated amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 233,7). Thick laminae enriched in biotite are seen on the right and left sides of the sample

Długość skali na fotografiach próbek wynosi 1 cm
Scale bar in sample photos is 1 cm long

Mikrofotografie amfibolitów biotytowych Photomicrographs of the biotite amphibolites

- Fig. 4. Mikrofotografia amfibolitu biotytowego (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 192,0). Skała zbudowana z hornblendy, biotytu, plagioklazu, kwarcu i tytanitu. Plagioklaz jest częściowo zserycytizowany (bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Photomicrograph of a biotite amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 192,0). This rock is composed of hornblende, biotite, plagioclase, quartz and titanite. Plagioclase is partly sericitised (plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 5, 6. Porfiroblast hornblendy ustawiony skośnie do głównej foliacji (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 349,4). Porfiroblast wykazuje budowę pasową, a w brzeżnych częściach jest spękany i zastępowany przez biotyt (fig. 5 – bez analizatora, fig. 6 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Hornblende porphyroblast oblique to the main foliation (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 349,4). This porphyroblast shows zoning and it is cracked and partly replaced by biotite along the margins (Fig. 5 – plane-polarised light, Fig. 6 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 7. Amfibolit laminowany, lamina bogata w biotyt (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 239,0). Głównymi składnikami skały są plagioklaz (częściowo zserycytizowany), kwarc, hornblenda i biotyt. Minerale ciemne, szczególnie drobne blaszki biotytu, tworzą gęstą sieć cienkich żyłek oddzielających blasty plagioklazu i kwarcu (bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Laminated amphibolite, a lamina rich in biotite is shown (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 239,0). The main components of this rock are plagioclase (partly sericitised), quartz, hornblende and biotite. The dark minerals, and the fine biotite plate in particular, form a dense network of thin veins separating plagioclase and quartz blasts (plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 8. Duży blast plagioklazu zawierający w jądrze przerosty skalenia potasowego (antypertyt) (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 192,0; polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 0,8 mm)
A large plagioclase blast with K-feldspar intergrowths at the core (antiperthite) (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 192,0; crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 0.8 mm long)



TABLICA IV

Amfibolity granatowe

The garnet amphibolites

- Fig. 1. Amfibolit o strukturze porfiroblastycznej, smużystej. Porfiroblasty granatów posiadają liczne wrostki oraz cienkie obwódki bogate w plagioklaz (odsłonięcie 10, próbka 76A)
Porphyroblastic, striped amphibolite; the garnet porphyroblasts contain abundant inclusions and show a thin, plagioclase-rich envelopes (locality 10, sample 76A)
- Fig. 2. Amfibolit warstwowany, zbudowany z warstwy grubo- i porfiroblastycznej, bogatej w granat, oraz średnioblastycznej, ubogiej w granat (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 429,9)
Layered amphibolite composed of a coarse-grained, porphyroblastic, garnet-rich layer, and a medium-grained, garnet-poor layer (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 429,9)
- Fig. 3. Amfibolit o strukturze porfiroblastycznej, smużystej, bogaty w granat (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 422,0)
Garnet-rich, porphyroblastic, striped amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 422,0)
- Fig. 4. Amfibolit o strukturze drobnoblastycznej, porfiroblastycznej, ze słabo zaznaczoną laminacją (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 700,6)
Fine-grained, porphyroblastic amphibolite with poorly developed lamination (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 700,6)

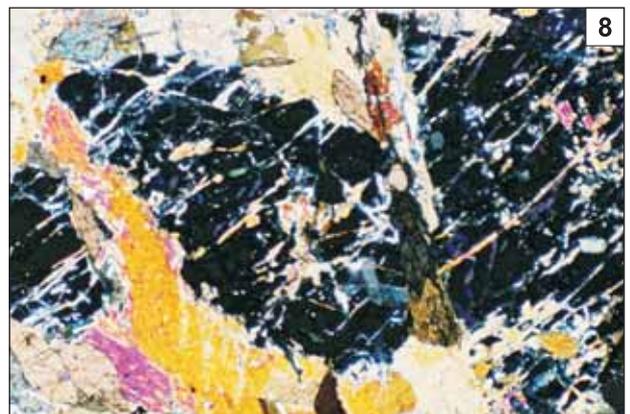
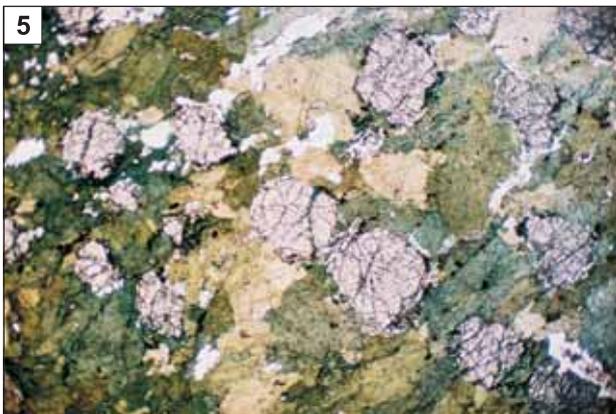
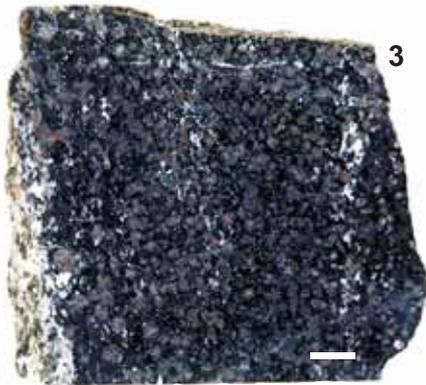
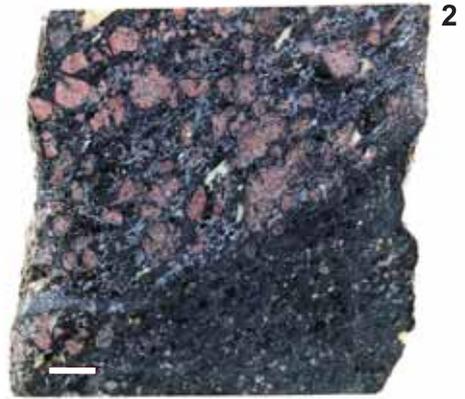
Długość skali na zdjęciach próbek wynosi 1 cm

Scale bar in sample photos is 1 cm long

Mikrofotografie amfibolitów granatowych

Photomicrographs of the garnet amphibolites

- Fig. 5. Amfibolit smużysty, zbudowany głównie z hornblendy i granatu oraz smużek kwarcowo-plagioklazowych. W drobnych ilościach występuje tytanit oraz minerały nieprzezroczyste (odsłonięcie 8, próbka 59A; bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 8 mm)
Striped amphibolite, composed mainly of hornblende and garnet as well as plagioclase-quartz stripes. There are also small amounts of titanite and opaque minerals (locality 8, sample 59A; plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 8 mm long)
- Fig. 6. Porfiroblasty granatu z obwódkami złożonymi z plagioklazu i pręcikowej hornblendy w amfibolicie smużystym. Błasty hornblendy wykazują budowę pasową (bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm; ta sama próbka, co na fig. 5)
Garnet porphyroblasts with envelopes of fine plagioclase and prismatic hornblende in striped amphibolite. The hornblende blasts are zoned (plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long; the same sample as in Fig. 5)
- Fig. 7, 8. Porfiroblasty granatu z wrostkami hornblendy, silnie spękane i zastępowane przez chloryt i minerały grupy epidotu. Błasty hornblendy w otoczeniu granatów są silnie pasowe, z intensywniejszym zabarwieniem na styku z granatem (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 422,0; fig. 7 – bez analizatora, fig. 8 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Garnet porphyroblasts with inclusions of hornblende, strongly cracked and partly replaced by chlorite and epidote-group minerals. Hornblende blasts adjacent to garnet are strongly zoned, with a more intense colour (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 422,0; Fig. 7 – plane-polarised light, Fig. 8 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 2 mm long)



TABLICA V

Mikrofotografie amfibolitów granatowych

Photomicrographs of the garnet amphibolites

Fig. 1, 2. Porfiroblast granatu przetkany licznymi wrostkami plagioklazu, tytanitu, kalcytu i hornblendy. Pozostałe składniki skały to: hornblenda (pasowa), kwarc i plagioklaz, tytanit, minerały nieprzezroczyste (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 429,9; fig. 1 – bez analizatora, fig. 2 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 8 mm)

Garnet porphyroblast with numerous inclusions of plagioclase, titanite, calcite and hornblende. The other components of the rock are zoned hornblende, quartz and plagioclase, titanite, opaque minerals (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 429.9; Fig. 1 – plane-polarised light, Fig. 2 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 8 mm long)

Fig. 3, 4. Porfiroblast granatu z jądrem zawierającym liczne, owalne wrostki plagioklazu i kwarcu oraz pozbawioną wrostków obwódką. Pozostałe składniki skały to: hornblenda, plagioklaz i kwarc (odsłonięcie 4, próbka 27; fig. 3 – bez analizatora, fig. 4 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)

Garnet porphyroblast with numerous inclusions of plagioclase and quartz at the core, and with inclusion-free rim. The other rock components are hornblende, plagioclase and quartz (locality 4, sample 27; Fig. 3 – plane-polarised light, Fig. 4 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 4 mm long)

Fig. 5. Porfiroblast granatu z pasmami bardzo drobnych wrostków kalcytu i/lub tytanitu oraz plagioklazu i kwarcu definiującymi starszą foliację niezgodną z foliacją tła skalnego wyznaczoną przez smużki hornblendy, kwarcu i plagioklazu (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 1233,5; bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)

Garnet porphyroblast with thin stripes of very small inclusions (calcite and/or titanite) as well as plagioclase and quartz, which define an older foliation oblique to the main foliation of the rock. The main foliation is defined by stripes of hornblende, quartz and plagioclase (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 1233,5; (plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)

Fig. 6. Silnie spękane porfiroblasty granatu, zastępowane przez chloryt i minerały grupy epidotowate (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 759,8). Porfiroblast widoczny w lewej części zdjęcia zawiera wrostki hornblendy i nieliczne żyłki chlorytowo-epidotowe, granat po prawej u góry przecina gęsta sieć żyłek chlorytowych, a porfiroblast po prawej na dole to pseudomorfoza epidotowo-chlorytowa (polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)

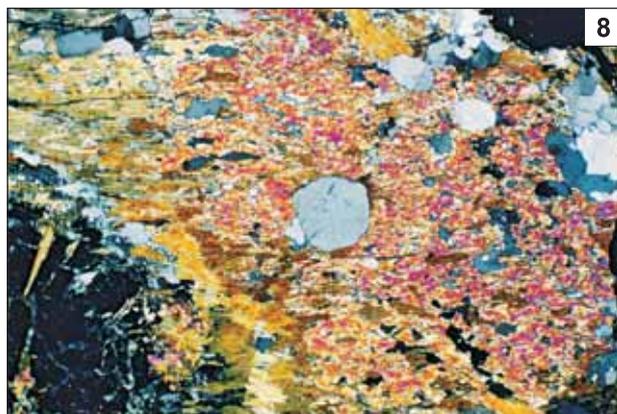
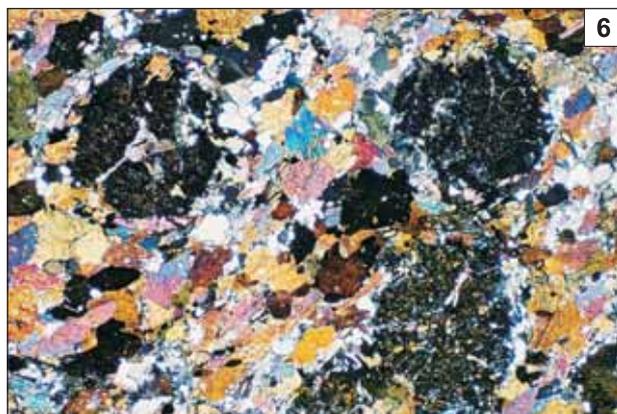
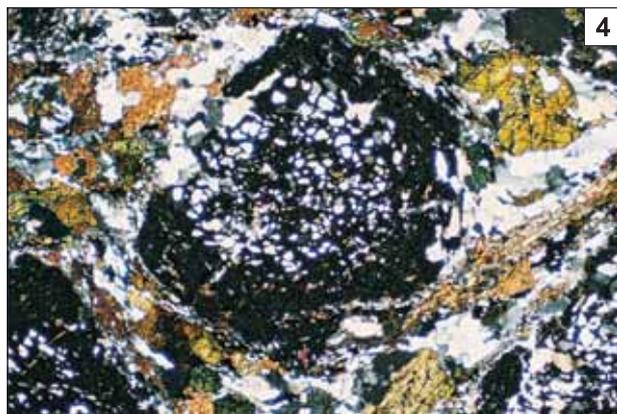
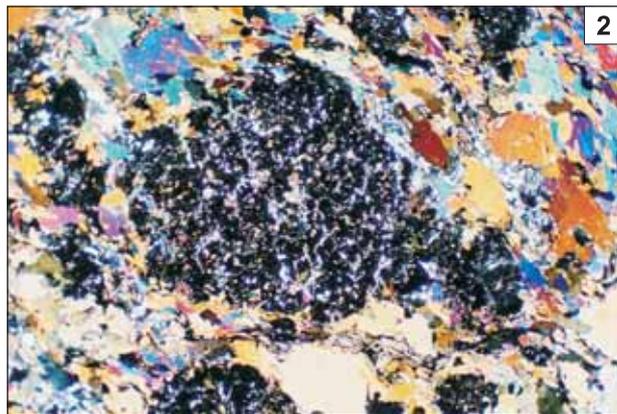
Strongly cracked garnet porphyroblasts partly replaced by chlorite and epidote-group minerals (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 759,8). The porphyroblast on the left-hand side contains hornblende inclusions and few chlorite-epidote veins, garnet in the upper right is cut by a dense network of chlorite veins and the porphyroblast in the lower right side is an epidote-chlorite pseudomorph (crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)

Mikrofotografie amfibolitów piroksenowo-granatowych

Photomicrographs of the pyroxene-garnet amphibolites

Fig. 7, 8. Poikiloblast piroksenu plamiście zastępowany przez hornblendę. Pozostałe składniki skały to: hornblenda, granat, plagioklaz, kwarc, tytanit i minerały nieprzezroczyste (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 820,8B; fig. 7 – bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm; fig. 8 – polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)

Poikiloblast of pyroxene patchily replaced by hornblende. The other components of this rock are hornblende, garnet, plagioclase, quartz, titanite and opaque minerals (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 820,8B; Fig. 7 – plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long; Fig. 8 – crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)

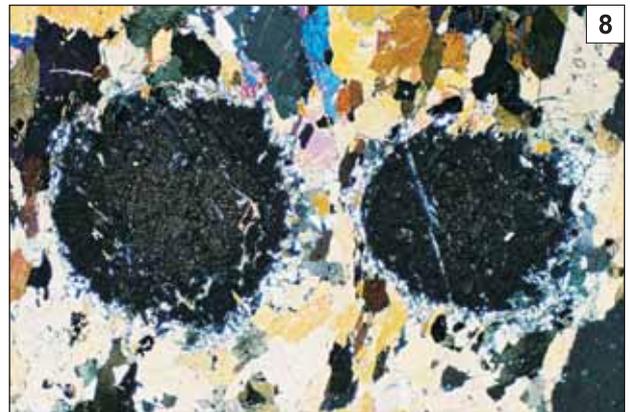
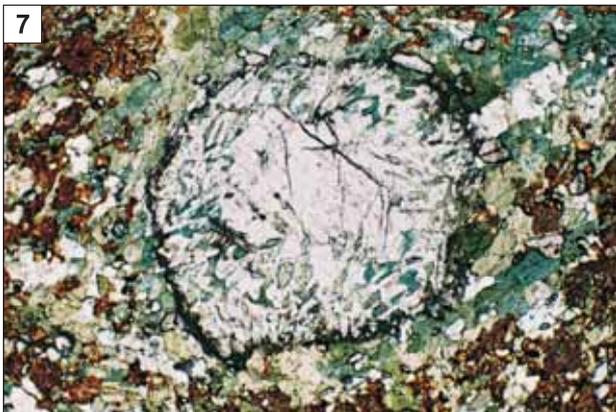
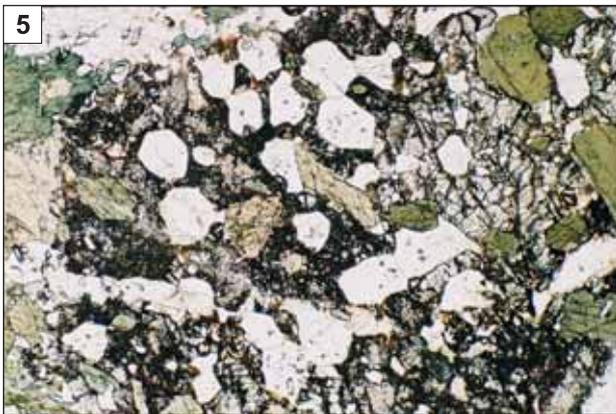
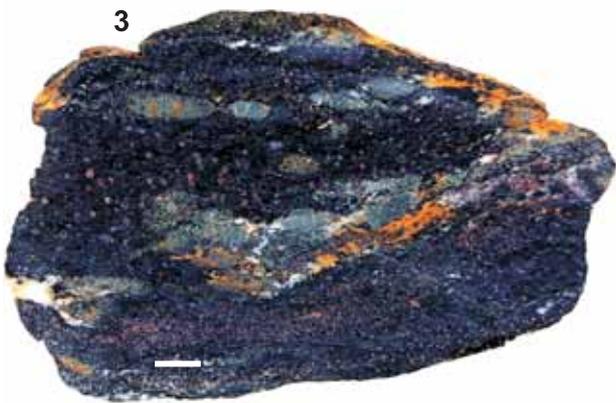


TABLICA VI

Amfibolity piroksenowo-granatowe

The pyroxene-garnet amphibolites

- Fig. 1, 2. Porfiroblast klinopiroksenu w otoczeniu amfiboli, granatów, plagioklaz i kwarcu (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 227,5; fig. 1 – bez analizatora, fig. 2 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Clinopyroxene porphyroblast surrounded by amphiboles, garnets, plagioclase and quartz (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 227,5; Fig. 1 – plane-polarised light, Fig. 2 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 3. Gniazdowe agregaty bogate w bladezielony klinopiroksen w amfibolicie granatowym (odsłonięcie 9, próbka 70; długość skały 1 cm)
Aggregates of pale green clinopyroxene forming nests in a garnet amphibolite (locality 9, sample 70; scale bar is 1 cm long)
- Fig. 4. Gniazdowy agregat klinopiroksenu (lewa strona zdjęcia) oddzielony od amfibolitu granatowego (prawa strona zdjęcia) wąską strefą amfibolitu hornblendowego pozbawionego granatu, z małą ilością kwarcu i plagioklaz (odsłonięcie 8, próbka 63; bez analizatora; krótszy bok zdjęcia = ok. 8 mm)
Aggregate of clinopyroxene (left) separated from garnet amphibolite (right) by a narrow zone of hornblende-rich and plagioclase and quartz-poor amphibolite without garnet (locality 8, sample 63; plane-polarised light; shorter edge of photo is ca. 8 mm long)
- Fig. 5. Klinopiroksen z licznymi wrostkami plagioklaz i hornblendy, częściowo o strukturze „atolowej” (zajmuje prawie cały obszar pola widzenia). Klinopiroksen jest miejscami zmętniały i zawiera liczne, bardzo drobne wrostki minerałów nieprzezroczystych (ta sama próbka, co na fig. 4; bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Clinopyroxene with numerous inclusions of plagioclase and hornblende, partly showing the “atoll” structure (it occupies almost the whole field of view). This clinopyroxene is turbid in places and contains numerous, very small inclusions of opaque minerals (the same sample as in Fig. 4; plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 6. Granoblastyczny agregat plagioklaz w gniazdowym skupieniu klinopiroksenu. Pozostałe składniki skały to: hornblenda, klinopiroksen i tytanit (ta sama próbka, co na fig. 4 i 5; polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Granoblastic aggregate of plagioclase in a clinopyroxene “nest”. The other rock components are hornblende, clinopyroxene and titanite (the same sample as in Figs. 4 and 5; crossed polarizers, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 7. Silnie zmieniony porfiroblast granatu w agregacie klinopiroksenowym. Zewnętrzną część porfiroblastu tworzy przerost słupkowych epidotów i hornblendy. Pozostałe składniki skały to: hornblenda, brunatny, częściowo rozłożony piroksen oraz plagioklaz, kwarc i tytanit (odsłonięcie 8, próbka 60; bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Strongly altered garnet porphyroblast in a clinopyroxene nest. The outer part of this porphyroblast consists of intergrown epidote and hornblende prisms. The other rock components are hornblende, brownish, partly altered clinopyroxene as well as plagioclase, quartz and titanite (locality 8, sample 60; plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 8. Porfiroblasty granatu w amfibolicie granatowym z gniazdami klinopiroksenowymi. Korony wokół granatów tworzą słupkowa hornblenda oraz plagioklaz i minerały nieprzezroczyste (ta sama próbka, co na fig. 7; polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Garnet porphyroblasts in a garnet amphibolite with clinopyroxene nests. The coronas around garnets consist of prismatic hornblende, plagioclase and opaque minerals (the same sample as in Fig. 7; crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)



TABLICA VII

Amfibolity epidotowe

The epidote amphibolites

- Fig. 1. Amfibolit średnioblastyczny, jednorodny, miejscami smużysty (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 734,2; długość skali wynosi 1 cm)
Medium-grained, homogeneous, locally striped amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 734,2; scale bar 1 cm long)
- Fig. 2. Amfibolit drobnoblastyczny, laminowany (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 1427,2; długość skali wynosi 1 cm)
Fine-grained, laminated amphibolite (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 1427,2; scale bar 1 cm long)

Mikrofotografie amfibolitów epidotowych

Photomicrographs of the epidote amphibolites

- Fig. 3. Amfibolit średnioblastyczny, jednorodny (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 1300,0). Skala składa się ze słupków hornblendy i epidotu oraz smużek kwarcowo-plagioklazowych, podrzędnie występuje tytanit (bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Medium-grained, homogeneous amphibolite (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 1300,0). This rock consists of prismatic hornblende and epidote as well as quartz-plagioclase strips. There is also minor titanite (plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 4. Mikrofotografia pokazuje środkową część fig. 3 – widoczne są pasowe słupki epidotu, np. na lewo i w górę od środka zdjęcia (polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
The same sample as in Photo 3. This photo show the central part of Photo 3, with zoned prismatic epidotes (e.g. to the left and above the photo centre; crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 5, 6. Amfibolit zbudowany głównie z hornblendy i epidotu, w mniejszej ilości występuje plagioklaz z kwarcem oraz minerały nieprzezroczyste i tytanit. Większość słupków epidotu ma charakterystyczne ciemne obwódki (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 1255,7; fig. 5 – bez analizatora, fig. 6 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Amphibolite composed predominantly of hornblende and epidote. There are also smaller amounts of plagioclase and quartz as well as opaque minerals and titanite. Most epidote prisms shows characteristic dark rims (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 1255,7; Fig. 5 – plane-polarised light, Fig. 6 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 7, 8. Amfibolit zbudowany z hornblendy, plagioklazu i kwarcu, epidotu i minerałów nieprzezroczystych (otwór Niedźwiedź IG 2; próbka 1482,5; fig. 7 – bez analizatora, fig. 8 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Amphibolite composed of hornblende, plagioclase and quartz, epidote and opaque minerals (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 1482,5; Fig. 7 – plane-polarised light, Fig. 8 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 4 mm long)



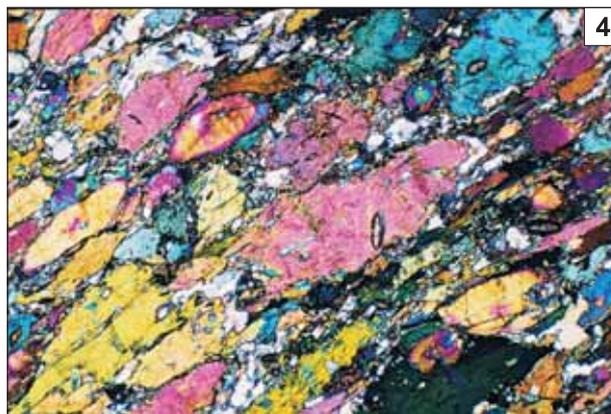
1



2



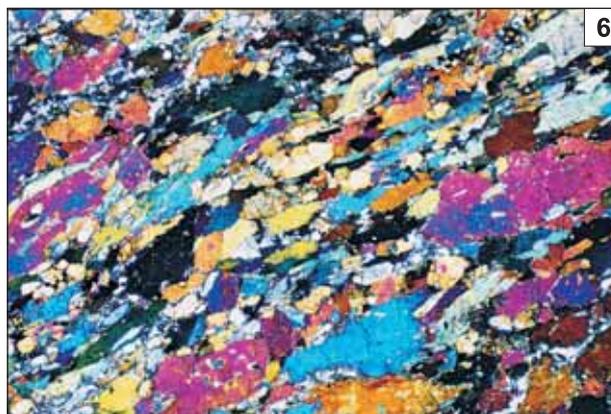
3



4



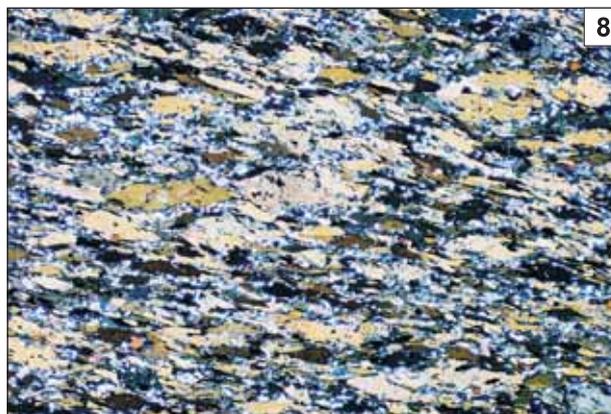
5



6



7



8

TABLICA VIII

Amfibolity zoizytowe

The zoisite amphibolites

- Fig. 1. Amfibolit średnioblastyczny, smużysty (odsłonięcie 5, próbka 37/2)
Medium-grained, striped amphibolite (locality 5, sample 37/2)
- Fig. 2. Amfibolit średnioblastyczny, laminowany (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 728,1)
Medium-grained, laminated amphibolite (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 728,1)
- Fig. 3. Amfibolit średnioblastyczny, cętkowany (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 397,0)
Medium-grained, spotted amphibolite (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 397,0)
- Fig. 4. Amfibolit gruboblastyczny (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 383,3)
Coarse-grained amphibolite (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 383,3)

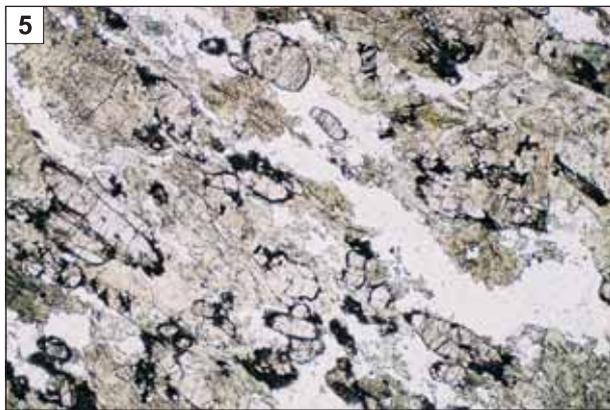
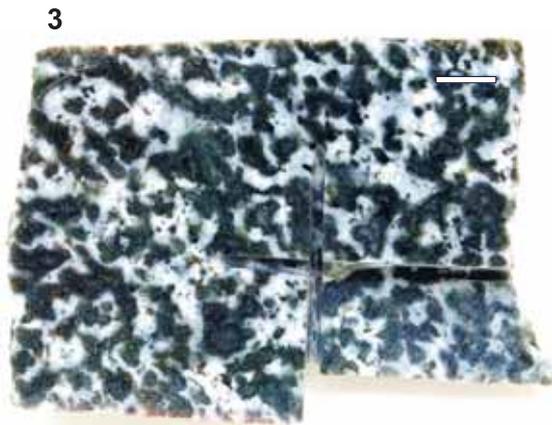
Długość skali na wszystkich zdjęciach wynosi 1 cm

Scale bar 1 cm long in all photos

Mikrofotografie amfibolitów zoizytowych

Photomicrographs of the zoisite amphibolites

- Fig. 5, 6. Amfibolit smużysty, zbudowany z bladezielonej hornblendy, słupków zoizytu z ciemnymi obwódkami oraz plagioklazu i kwarcu. Miejscami widoczne drobne kryształki tytanitu (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 641,5; fig. 5 – bez analizatora, fig. 6 – polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Striped amphibolite, composed of pale green hornblende, prismatic zoisite with dark margins and plagioclase and quartz. In places small titanite crystals can be seen (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 641.5; Fig. 5 – plane-polarised light, Fig. 6 – crossed polarisers; shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 7. Jasna lamina, zbudowana głównie ze słupków zoizytu z ciemnymi obwódkami oraz z bezbarwnego/bladozielonego amfibolu (ta sama próbka, co na fig. 2; bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
A light lamina composed mainly of prismatic zoisite with dark margins and of colourless/pale green amphibole (the same sample as in Fig. 2; plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 8. Pseudomorfozy zbudowane z klinozoizytu/epidotu wykazującego niebieskawe, białe i żółte barwy interferencyjne z relikdami zoizytu o szarych i brunatnych barwach interferencyjnych (ta sama próbka, co na fig. 7, polaryzatory skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Pseudomorphs composed of clinozoisite/epidote with bluish, white and yellow interference colours, with relics of zoisite showing grey and brown interference colours (the same sample as in Fig. 7; crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)



TABLICA IX

Mikrofotografie amfibolitów zoizytowych

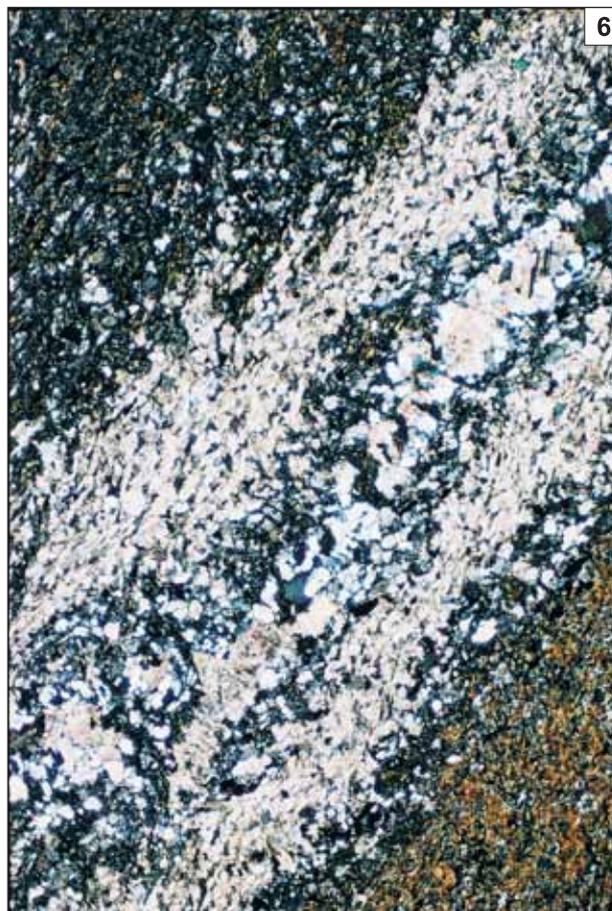
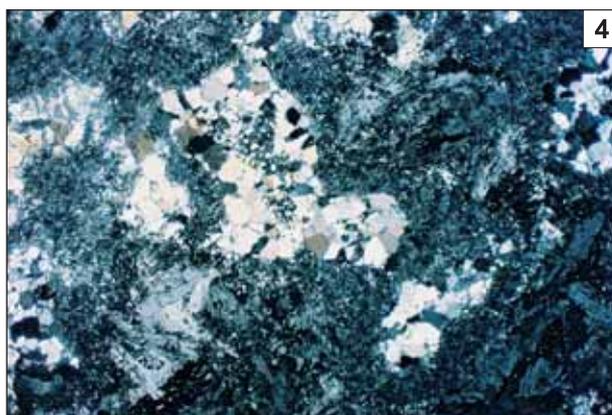
Photomicrographs of the zoisite amphibolites

- Fig. 1. Amfibolit zbudowany z bladezielonego amfibolu oraz słupków zoizytu silnie zastąpionego przez ciemny agregat mineralny (odsłonięcie 5, próbka 37/2/2; bez analizatora, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Amphibolite composed of pale green amphibole and prismatic zoisite strongly replaced by a dark mineral aggregate (locality 5, sample 37/2/2; plane-polarised light, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 2. Błasty amfiboli z wyraźną budową pasową – jądra blastów mają liczne wrostki i niższe barwy interferencyjne, obwódki blastów nie zawierają wrostków i mają wyższe barwy interferencyjne (ta sama próbka, co na fig. 1; polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Zoned amphiboles show numerous inclusions and lower interference colours in cores and inclusion-free margins with higher interference colours (the same sample as in Fig. 1; crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)
- Fig. 3, 4. Amfibolit cętkowany (ta sama próbka, co na tablicy VIII, fig. 3). Jasny obszar w środkowej części fig. 3 tworzy granoblastyczny agregat bezbarwnego amfibolu, otoczony przez bardzo drobnoblastyczny plagioklaz, chloryt i amfibol. Obszar ciemny składa się ze słupków zoizytu, częściowo zastąpionych przez drobnoblastyczny, trudny do oznaczenia agregat mineralny (fig. 3 – bez analizatora, fig. 4 – przy skrzyżowanych polaryzatorach; krótszy bok zdjęcia = ok. 8 mm)
Spotted amphibolite (the same sample as in Plate VIII, Fig. 3). The light area in the centre represents a granoblastic aggregate of colourless amphibole. It is surrounded by very fine grains of plagioclase, chlorite and amphibole. The dark regions consist of prismatic zoisite, partly replaced by a fine-grained undetermined mineral aggregate (Fig. 3 – plane-polarised light, Fig. 4 – crossed polarisers, shorter edge of photos is ca. 8 mm long)

Mikrofotografie łupków występujących wśród amfibolitów masywu Niedźwiedzia

Photomicrographs of schists intercalated within the Niedźwiedź Massif amphibolites

- Fig. 5. Łupek chlorytowo-aktynolitowy, smużysty, zbudowany z bardzo drobnych pręcików i słupków aktynolitu oraz drobnych blaszek chlorytu (otwór Niedźwiedź IG 2, próbka 646,3; polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 2 mm)
Striped chlorite-actinolite schist, composed of very fine, accicular to prismatic actinolite and chlorite flakes (Niedźwiedź IG 2 borehole, sample 646.3; crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 2 mm long)
- Fig. 6. Łupek kalcytowo-bitotyto- chlorytowy, wyraźnie zaznaczona laminacja (otwór Niedźwiedź IG 1, próbka 364,9; polaryzatory skrzyżowane, krótszy bok zdjęcia = ok. 4 mm)
Calcite-biotite-chlorite schist with well developed lamination (Niedźwiedź IG 1 borehole, sample 364.9; crossed polarisers, shorter edge of photo is ca. 4 mm long)



Załącznik 2 cd.

Nr próbki	820,8B												1108,5												1482,5																																
	43	46	47	48	49	74	76	86	87	114	115	116	117	118	119	120	ig	rg	ipx	c	r	fg	c	76	86	87	c	114	115	r	c	117	118	r	c	1482,5	1482,5	r	c																		
Analizy	% wag. (wt %)																																																								
SiO ₂	43,81	41,58	46,26	47,58	45,24	41,87	43,76	42,36	42,88	42,35	41,77	41,83	42,28	42,50	41,73	43,69																																									
TiO ₂	0,36	0,52	0,43	0,27	0,33	0,63	0,93	0,83	0,79	0,54	0,63	0,68	0,61	0,63	0,45	0,32																																									
Al ₂ O ₃	12,09	15,15	9,68	8,44	10,64	16,28	14,16	14,08	14,06	13,47	14,15	13,86	14,14	14,35	14,42	13,27																																									
FeO	19,86	18,64	15,58	14,88	15,62	20,02	18,67	18,55	18,42	17,83	17,93	17,93	18,17	18,06	19,10	17,63																																									
MnO	0,36	0,25	0,08	0,13	0,14	0,09	0,11	0,14	0,09	0,30	0,31	0,27	0,27	0,28	0,30	0,27																																									
MgO	7,83	7,85	11,07	11,90	11,24	6,26	8,47	8,41	8,42	9,22	8,84	8,80	8,58	8,60	8,15	9,37																																									
CaO	12,11	12,04	12,40	12,41	11,97	11,74	11,55	11,23	10,64	11,92	11,51	12,07	11,42	11,33	11,82	11,06																																									
Na ₂ O	1,92	2,42	2,02	1,93	2,43	2,21	2,60	2,58	2,23	1,66	1,97	1,59	2,02	2,00	1,77	1,99																																									
K ₂ O	0,21	0,23	0,16	0,13	0,14	0,55	0,54	0,50	0,67	0,45	0,43	0,56	0,65	0,65	0,62	0,35																																									
SUMA	98,55	98,68	97,68	97,67	97,75	99,65	100,79	98,68	98,20	97,74	97,54	97,59	98,14	98,40	98,36	97,95																																									
kationy (cations)																																																									
T Si	6,553	6,191	6,866	7,028	6,686	6,209	6,358	6,277	6,330	6,290	6,217	6,250	6,274	6,276	6,205	6,418																																									
T Al	1,447	1,809	1,134	0,972	1,314	1,791	1,642	1,723	1,670	1,710	1,783	1,750	1,726	1,724	1,795	1,582																																									
SUMA T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000																																									
C Al	0,683	0,847	0,558	0,496	0,538	1,052	0,781	0,734	0,774	0,646	0,697	0,689	0,745	0,771	0,730	0,713																																									
C Fe ³⁺	0,203	0,262	0,000	0,000	0,188	0,129	0,228	0,403	0,590	0,587	0,624	0,476	0,509	0,532	0,570	0,684																																									
C Ti	0,041	0,058	0,048	0,030	0,037	0,070	0,102	0,093	0,088	0,060	0,071	0,076	0,068	0,070	0,050	0,035																																									
C Mg	1,746	1,742	2,450	2,620	2,477	1,384	1,835	1,858	1,853	2,041	1,961	1,960	1,898	1,893	1,807	2,052																																									
C Fe ²⁺	2,281	2,059	1,934	1,838	1,743	2,354	2,041	1,895	1,684	1,628	1,608	1,764	1,746	1,698	1,805	1,481																																									
C Mn	0,046	0,032	0,010	0,016	0,018	0,011	0,014	0,018	0,011	0,038	0,039	0,034	0,034	0,035	0,038	0,034																																									
SUMA C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000																																									
B Ca	1,941	1,921	1,972	1,964	1,896	1,865	1,798	1,783	1,683	1,897	1,835	1,932	1,816	1,793	1,883	1,741																																									
B Na	0,059	0,079	0,028	0,036	0,104	0,135	0,202	0,217	0,317	0,103	0,165	0,068	0,184	0,207	0,117	0,259																																									
SUMA B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000																																									
A Ca	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	0,000																																									
A Na	0,498	0,619	0,553	0,517	0,592	0,501	0,531	0,524	0,321	0,375	0,404	0,393	0,397	0,365	0,393	0,307																																									
A K	0,040	0,044	0,030	0,024	0,026	0,104	0,100	0,095	0,126	0,085	0,082	0,107	0,123	0,122	0,118	0,066																																									
SUMA A	0,538	0,663	0,584	0,541	0,618	0,605	0,631	0,619	0,447	0,460	0,486	0,500	0,520	0,488	0,511	0,373																																									
SUMA	15,538	15,663	15,584	15,541	15,618	15,605	15,631	15,619	15,447	15,460	15,486	15,500	15,520	15,488	15,511	15,373																																									

r – brzeg, rim; m – płaszcz, mantle; c – środek, core; i – wrostki, inclusions (ipl – w plagioklazie, in plagioclase; izo – w zoizycie, in zoisite; ig – w granacie, in garnet; ipx – w piroksenie, in pyroxene), rg – w otoczce wokół granatu, in envelope around garnet

Załącznik 4

Analizy chemiczne minerałów z grupy epidotów

Chemical analyses of epidote-group minerals

Nr próbki Analiza	227,6	227,6	227,6	383,3	383,3	383,3	383,3	510,0	510,0	510,0	510,0	510,0	820,8B	1482,5	1482,5
	ipl	ipl	ig	m	c	v	ia	c	r	c	r	c	c	c	c
% wag. (wt %)															
SiO ₂	39,71	39,85	39,38	36,77	39,68	39,35	36,63	39,29	40,16	39,86	37,08	38,70	38,28	38,30	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,07	0,13	0,00	0,19	0,07	0,00	0,03	0,24	0,07	0,16	0,04	
Al ₂ O ₃	31,34	30,87	27,51	36,91	32,18	33,98	35,14	33,16	31,89	30,69	29,63	24,67	24,76	25,53	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ₂ O ₃	1,01	2,10	5,73	2,24	2,95	0,59	1,92	1,04	1,99	1,52	8,18	13,85	12,64	12,29	
MnO	0,29	0,05	0,40	0,03	0,02	0,00	0,14	0,02	0,00	0,18	0,00	0,14	0,24	0,11	
MgO	0,63	0,76	0,05	0,15	0,20	0,11	0,00	0,33	0,51	0,43	0,65	0,05	0,07	0,09	
CaO	23,52	23,73	24,51	23,68	25,70	25,51	24,16	25,14	24,94	25,17	23,29	24,23	24,82	24,82	
Na ₂ O	0,57	0,13	0,00	0,00	0,39	0,29	0,14	0,00	0,16	0,00	2,08	0,02	0,10	0,08	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	
SUMA	97,11	97,49	97,58	99,85	101,25	99,83	98,32	99,12	99,65	97,92	101,17	101,73	101,07	101,26	
kationy (cations)															
Si	3,046	3,049	3,066	2,751	2,952	2,941	2,792	2,958	3,013	3,046	2,825	2,969	2,956	2,945	
AlIV	0,000	0,000	0,000	0,249	0,048	0,059	0,208	0,042	0,000	0,000	0,175	0,031	0,044	0,055	
SUMA T	3,046	3,049	3,066	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,013	3,046	3,000	3,000	3,000	3,000	
AlVI	2,831	2,781	2,522	3,003	2,771	2,932	2,946	2,898	2,818	2,762	2,483	2,198	2,208	2,257	
Ti	0,000	0,000	0,000	0,004	0,007	0,000	0,011	0,004	0,000	0,002	0,014	0,004	0,009	0,002	
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ³⁺	0,058	0,121	0,335	0,126	0,165	0,033	0,110	0,059	0,112	0,087	0,468	0,799	0,734	0,710	
Mg	0,072	0,087	0,006	0,017	0,022	0,012	0,000	0,037	0,057	0,049	0,074	0,006	0,008	0,010	
Mn	0,019	0,003	0,026	0,002	0,001	0,000	0,009	0,001	0,000	0,012	0,000	0,009	0,016	0,007	
Na	0,085	0,019	0,000	0,000	0,056	0,042	0,021	0,000	0,023	0,000	0,307	0,003	0,015	0,012	
Ca	1,933	1,945	2,045	1,898	2,049	2,043	1,973	2,028	2,005	2,061	1,901	1,992	2,054	2,045	
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	
SUMA	8,046	8,005	8,000	8,050	8,071	8,062	8,070	8,031	8,028	8,021	8,249	8,011	8,044	8,043	
Ps	0,020	0,042	0,117	0,037	0,055	0,011	0,034	0,020	0,038	0,031	0,150	0,264	0,246	0,235	

r – brzeg, rim; m – płaszcz, mantle; c – środek, core; i – wrostki, inclusions (ipl – w plagioklazie, in plagioclase; ig – w granacie, in garnet; ia – w amfibolu, in amphibole), v – żyłkawk dużym blaszcie, vein in big blast

Załącznik 6

Analizy chemiczne ilmenitów i magnetytów
Chemical analyses of ilmenites i magnetites

Nr próbki	1108,5		1108,5		1108,5		1108,5		1482,5		1482,5		1482,5	
	97	Ilm	99	Ilm	100	Ilm	101	Ilm	128	Mag	129	Ilm	130	Ilm
Analiza	% wag. (wt %)													
Mineral	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Mag	Ilm	Ilm	Ilm	Mag	Ilm
SiO ₂	0,07	0,09	0,09	0,37	1,04	0,38	0,57	0,11	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
TiO ₂	51,83	52,91	50,40	47,50	47,50	0,09	50,16	50,92	0,04	50,92	50,92	0,04	50,92	0,04
Al ₂ O ₃	0,06	0,09	2,51	9,20	2,09	3,67	0,09	0,09	0,09	3,67	0,09	0,09	0,09	0,09
FeO	45,17	45,42	44,95	41,63	31,00	44,04	46,83	31,00	31,00	44,04	46,83	31,00	46,83	31,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	60,53	0,00	0,00	0,00	0,00	60,53	0,00	0,00	60,53	0,00
MnO	1,31	0,81	0,87	0,94	0,03	1,40	1,36	0,04	0,04	1,40	1,36	0,04	1,36	0,04
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,17	0,15	0,05	0,05	0,17	0,15	0,05	0,15	0,05
CaO	0,01	0,13	0,23	0,30	0,04	0,27	0,17	0,02	0,02	0,27	0,17	0,02	0,17	0,02
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
SUMA	98,46	99,46	99,35	100,65	94,34	100,31	99,63	98,56	98,56	94,34	100,31	99,63	98,56	98,56
	kationy (cations)													
Si	0,002	0,002	0,009	0,025	0,015	0,014	0,003	0,005	0,005	0,015	0,014	0,003	0,003	0,005
Al	0,002	0,003	0,074	0,258	0,099	0,107	0,003	0,004	0,004	0,099	0,107	0,003	0,003	0,004
Ti	0,999	1,005	0,951	0,852	0,003	0,930	0,976	0,001	0,001	0,003	0,930	0,976	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,968	0,960	0,943	0,830	1,046	0,908	0,998	1,013	1,013	1,046	0,908	0,998	1,013	1,013
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	1,836	0,000	0,000	1,973	1,973	1,836	0,000	0,000	1,973	1,973
Mn	0,028	0,017	0,018	0,019	0,001	0,029	0,029	0,001	0,001	0,001	0,029	0,029	0,001	0,001
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,006	0,006	0,003	0,003	0,005	0,006	0,006	0,003	0,003
Ca	0,000	0,004	0,006	0,008	0,002	0,007	0,005	0,001	0,001	0,002	0,007	0,005	0,001	0,001
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000

Załącznik 5

Analizy chemiczne piroksenów (A) i biotyty (B)
Chemical analyses of pyroxenes (A) and biotite (B)

Nr próbki	820,8B		820,8B		1482,5	
	50	52	123	123	1482,5	1482,5
Analiza	% wag. (wt %)					
Mineral	% wag. (wt %)					
SiO ₂	52,79	55,27	37,46	37,46	37,46	37,46
TiO ₂	0,02	0,07	2,04	2,04	2,04	2,04
Al ₂ O ₃	2,60	4,88	16,46	16,46	16,46	16,46
FeO	9,24	8,10	18,85	18,85	18,85	18,85
MnO	0,05	0,06	0,09	0,09	0,09	0,09
MgO	11,36	9,78	101,91	101,91	101,91	101,91
CaO	23,39	20,30	2,37	2,37	2,37	2,37
Na ₂ O	2,37	3,16	0,09	0,09	0,09	0,09
K ₂ O	0,09	0,21	101,91	101,91	101,91	101,91
SUMA	101,91	101,83	101,91	101,83	101,91	101,83
	kationy (cations)					
T Si	1,914	1,999	0,025	0,025	0,025	0,025
T Al	0,086	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
M1 Al	0,025	0,206	0,001	0,001	0,001	0,001
M1 Ti	0,001	0,002	0,231	0,231	0,231	0,231
M1 Fe ³⁺	0,231	0,022	0,049	0,049	0,049	0,049
M1 Fe ²⁺	0,049	0,223	0,000	0,000	0,000	0,000
M1 Cr	0,000	0,000	0,614	0,614	0,614	0,614
M1 Mg	0,614	0,527	0,002	0,002	0,002	0,002
M2 Mn	0,002	0,002	0,908	0,908	0,908	0,908
M2 Ca	0,908	0,786	0,167	0,167	0,167	0,167
M2 Na	0,167	0,222	0,004	0,004	0,004	0,004
M2 K	0,004	0,010	3,996	3,996	3,996	3,996
SUMA	3,996	3,990	3,996	3,990	3,996	3,990
	% molekularne (molecular %)					
Wo	50,357	50,400	50,357	50,400	50,357	50,400
En	34,030	33,785	34,030	33,785	34,030	33,785
Fs	15,613	15,815	15,613	15,815	15,613	15,815
WFE = Wo+En+Fe	82,522	77,639	82,522	77,639	82,522	77,639
Jd	1,687	20,218	1,687	20,218	1,687	20,218
Ae	15,792	2,143	15,792	2,143	15,792	2,143

B

Załącznik 7

Analizy chemiczne tytanitów

Chemical analyses of titanites

Nr próbki	510,0	820,8A	820,8B	1108,5	1108,5
Analiza	142	157	60	102	103
% wag. (wt %)					
SiO ₂	29,36	29,16	30,66	30,83	30,81
TiO ₂	37,07	38,25	38,30	38,15	38,54
Al ₂ O ₃	1,92	0,85	1,70	2,32	1,90
FeO	0,41	0,35	0,46	0,34	0,49
MnO	0,29	0,01	0,00	0,02	0,02
MgO	0,38	0,15	0,02	0,00	0,00
CaO	27,64	28,47	29,63	29,68	29,96
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SUMA	97,07	97,24	100,77	101,35	101,72
kationy (cations)					
Si	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al	0,308	0,137	0,261	0,355	0,291
Ti	3,799	3,947	3,759	3,723	3,764
Mg	0,077	0,031	0,004	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,047	0,040	0,050	0,037	0,053
Mn	0,033	0,001	0,000	0,002	0,002
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	4,035	4,184	4,142	4,126	4,168
K	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
SUMA	12,299	12,340	12,216	12,245	12,278

**Zawartość pierwiastków głównych i śladowych
w reprezentatywnych próbkach metabazytów masywu Niedźwiedzia oznaczone metodą XRF**

Representative major and trace element compositions of the Niedźwiedź Massif metabasites determined using the XRF method

Nr próbki	2	5	21	27	32/1	37/2	38/A	45	55	64	67	78	80/A	83	85	87	88
Nr odsl.	1	24	4	4	4	5	5	6	7	8	9	11	12	14	15	16	17
Gr. chem.	p	p	p	t	t	thm	thm	a	p	t	t	t	a	t	a	thm	thm
% wag. (wt %)																	
SiO ₂	47,19	46,06	50,39	55,35	50,04	48,40	46,82	58,72	50,37	46,63	48,79	45,03	43,99	47,33	50,05	46,53	44,85
TiO ₂	1,55	2,69	2,61	1,34	0,51	0,31	0,30	0,94	1,92	1,86	1,74	2,00	0,90	0,98	3,84	0,41	0,59
Al ₂ O ₃	13,83	13,89	14,14	11,61	12,85	15,73	16,52	14,83	14,28	12,87	13,40	12,57	14,17	15,10	12,56	15,50	13,67
Fe ₂ O ₃	12,11	15,17	14,09	16,81	14,87	7,22	7,21	7,96	11,19	15,78	13,71	16,72	11,92	12,16	15,17	7,64	9,66
MnO	0,16	0,21	0,23	0,16	0,21	0,13	0,11	0,15	0,17	0,26	0,20	0,24	0,22	0,18	0,20	0,13	0,15
MgO	7,08	4,71	4,72	4,06	7,49	10,11	8,72	4,14	6,33	8,04	7,14	8,48	13,60	8,26	4,16	12,40	15,70
CaO	13,98	12,36	9,12	7,32	9,38	13,88	15,85	5,82	8,55	11,79	11,19	11,84	10,69	11,31	7,97	13,69	11,45
Na ₂ O	2,08	2,30	2,53	1,28	2,36	1,67	1,83	4,15	2,95	1,89	2,77	1,55	1,64	2,59	3,96	1,02	1,69
K ₂ O	0,48	0,93	0,50	0,18	0,20	0,07	0,09	0,88	1,93	0,10	0,11	0,12	0,57	0,35	0,45	0,76	0,38
P ₂ O ₅	0,211	0,327	0,435	0,403	0,052	0,014	0,019	0,176	0,256	0,169	0,120	0,155	0,019	0,075	0,719	0,036	0,021
LOI	1,20	1,21	1,16	1,50	1,41	2,06	2,37	1,51	1,28	0,58	0,76	1,15	2,03	1,55	0,76	1,68	1,49
Suma	99,87	99,86	99,92	100,01	99,37	99,59	99,84	99,27	99,23	99,97	99,93	99,85	99,75	99,88	99,83	99,80	99,65
Mg#	36,89	23,69	25,09	19,45	33,50	58,34	54,74	34,21	36,13	33,75	34,25	33,65	53,29	40,45	21,52	61,88	61,91
ppm																	
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0	0
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0	0
Cr	169	<3	10	<3	62	797	361	86	232	155	89	111	754	233	<3	777	1370
Ni	73	50	38	24	71	154	82	26	53	63	55	49	423	99	20	221	377
V	182	261	234	232	355	153	86	162	291	383	366	466	250	269	404	181	211
Co	20	25	24	19	44	37	25	13	36	37	40	47	52	41	23	40	45
Cu	68	128	122	271	96	84	95	34	70	24	12	46	5	71	29	33	<5
Zn	102	126	104	109	121	52	42	80	91	126	108	142	84	91	52	61	61
Pb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	8	5	<3	5	<3	4	4	<3	7	<3
Bi	<3	4	<3	<3	-	-	<3	-	-	-	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
As	55	<3	9	5	4	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4	<3	<3	<3	<3
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
W	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ga	17	21	18	13	12	11	10	17	18	18	18	21	16	14	24	11	12
Ba	67	<10	<10	<10	60	49	<10	517	424	21	38	28	121	48	84	161	70
Rb	13	31	13	11	12	10	9	20	45	10	9	9	27	16	14	34	18
Sr	240	273	156	20	55	89	86	238	164	48	107	43	63	155	148	229	59
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Th	8	6	8	9	8	6	5	9	6	9	5	5	10	5	6	6	6
Zr	95	165	225	71	23	10	12	202	148	88	87	87	109	39	416	19	21
Hf	6	4	6	<3	<3	<3	<3	7	5	7	5	3	6	<3	10	<3	4
Y	26	33	38	27	16	11	10	28	30	44	38	41	30	23	77	9	20
Nb	9	16	21	8	<2	3	<2	6	13	3	3	4	3	<2	12	3	<2
Ta	<3	<3	<3	6	<3	4	5	<3	<3	<3	<3	5	3	4	<3	<3	<3
La	13	12	10	8	<5	<5	8	13	17	7	10	11	15	12	24	16	10
Ce	<5	33	57	8	<5	<5	<5	37	41	17	13	10	35	<5	46	6	9
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0	0

Załącznik 8 cd.

Nr próbki	182	227,6	328,2	585	832	908,6	935	1108,5	1449	1482,5
Nr odsl.	N 2	N 2	N 2	N 2	N 2	N 2	N 2	N 2	N 2	N 2
Gr. chem.	thm	p	t	t	t	t	t	p	t	p
% wag. (wt %)										
SiO ₂	47,51	45,16	50,25	48,23	49,48	50,31	49,80	47,83	48,48	47,85
TiO ₂	0,26	2,06	0,99	2,59	1,02	1,58	0,52	3,60	1,36	3,01
Al ₂ O ₃	17,09	16,16	14,32	12,87	16,03	13,82	16,19	13,01	13,91	13,69
Fe ₂ O ₃	7,62	12,14	14,15	17,25	8,79	12,98	10,65	17,72	13,72	16,11
MnO	0,13	0,19	0,25	0,26	0,10	0,18	0,17	0,27	0,21	0,23
MgO	10,64	8,40	7,18	5,53	7,11	6,75	7,26	4,88	7,63	5,24
CaO	13,04	11,29	10,58	10,04	13,20	10,08	11,78	9,69	11,57	10,30
Na ₂ O	1,89	2,40	1,27	2,31	2,70	2,87	1,93	2,39	2,79	2,78
K ₂ O	0,04	0,09	0,03	0,09	0,07	0,17	0,37	0,32	0,14	0,35
P ₂ O ₅	0,00	0,28	0,05	0,23	0,06	0,11	0,02	0,58	0,08	0,31
LOI	1,29	2,16	1,12	0,38	1,22	0,67	1,55	0,18	0,74	0,75
Suma	99,51	100,33	100,19	99,78	99,78	99,52	100,24	100,47	100,63	100,62
Mg #	58,27	40,90	33,66	24,28	44,72	34,21	40,54	21,59	35,74	24,54
ppm										
Cl	305	535	471	593	137	91	512	3	52	5
S	50	1057	1057	474	53	507	153	565	203	165
Cr	625	248	116	79	196	171	365	50	225	93
Ni	170	126	62	49	74	61	130	37	82	62
V	149	251	380	482	259	370	267	349	380	375
Co	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cu	59	523	214	105	10	71	81	75	152	180
Zn	45	108	75	58	46	110	72	174	95	129
Pb	10	18	9	7	13	11	10	8	10	10
Bi	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
As	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ga	12	19	14	17	15	17	13	22	17	21
Ba	22	42	4	5	14	113	210	107	35	62
Rb	4	5	3	4	3	7	12	7	7	8
Sr	104	131	40	78	160	164	147	173	154	294
U	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	0	4	1	2	0	1	0	3	2	5
Zr	7	161	41	163	52	100	23	291	75	208
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Y	9	31	29	66	24	38	15	57	29	42
Nb	0	20	4	10	3	6	2	38	6	21
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
La	0	6	2	0	0	0	0	20	0	11
Ce	7	15	1	22	11	5	5	57	8	34
Nd	10	18	7	16	12	7	9	42	9	27

Lokalizację odsoniń i próbek z terenu podano w tabeli 1, *location of samples from field exposures is given in Table 1: N 1 – próbki z otworu Niedźwiedź IG 1, samples from the Niedźwiedź IG 1 borehole; N 2 – próbki z otworu Niedźwiedź IG 2, samples from the Niedźwiedź IG 2 borehole*

Gr. chem. – grupy chemiczne, *chemical group*: **t** – metabazyty toleitowe, *tholeiitic metabasites*; **thm** – metabazyty toleitowe wysokomagnezowe, *high-Mg tholeiitic metabasites*; **p** – metabazyty przejściowe, *transitional metabasites*; **a** – metaandezyty, *metaandesites*

LOI – straty prażenia przy 1100°C, *loss on ignition at 1100°C*; **Mg #** = MgO/(MgO+Fe₂O₃) w % wag., *in wt %*; całość Fe jako Fe₂O₃, *total Fe as Fe₂O₃*; (–) – pierwiastki, które nie były analizowane, *elements not analyzed*

Załącznik 9

Zawartość pierwiastków ziem rzadkich oraz wybranych pierwiastków śladowych reprezentatywnych próbkach metabazytów masywu Niedźwiedzia oznaczone metodami INAA, ICP/MS i ICP/AES

Representative REE (rare earth elements) and selected trace element compositions of the Niedźwiedź Massif metabasites determined using the INAA, ICP/MS and ICP/AES methods

Nr próbki	2	5	21	27	32/1	37/2	38/A	45	55	64	67	78	80/A	83	85	87	88	117,0	152,4	207,2	233,7
Nr odsl.	1	24	4	4	4	5	5	6	7	8	9	11	12	14	15	16	17	N1	N1	N1	N1
Gr. chem.	p	p	p	t	t	thm	thm	a	p	t	t	t	a	t	a	thm	thm	t	a	a	a
Sc	35,0	36,5	31,3	44,7	50,8	43,5	36,2	22,5	37,2	49,3	48,1	52,2	28,7	39,0	42,5	39,7	37,3	38,1	29,2	22,4	24,4
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	5	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	4
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	23	31	35	24	13	8	8	26	27	37	34	38	27	21	77	7	17	19	20	21	27
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	13	12	20	5	<1	<1	<1	11	15	3	3	4	11	2	23	4	4	2	5	15	21
Ce	26	31	46	11	<3	<3	<3	23	34	10	10	12	29	5	54	5	10	5	12	32	42
Pr	4	5	7	<3	<3	<3	<3	3	4	<3	<3	<3	4	<3	9	<3	<3	<3	<3	4	5
Nd	17	22	30	9	3	2	2	14	21	11	11	12	18	6	43	4	8	6	8	20	22
Sm	5	7	8	4	1	1	1	4	6	5	4	4	5	2	12	1	2	3	3	5	6
Eu	1,4	2,0	2,1	0,9	<0,3	0,4	0,4	1,3	1,6	1,3	1,3	1,4	1,3	0,8	3,3	0,5	0,8	0,8	0,8	1,9	1,4
Gd	5	7	8	4	<2	<2	<2	5	6	6	5	6	5	3	14	<2	3	3	3	5	5
Tb	<1	1,4	1,5	1,0	<1	<1	<1	<1	1,1	1,4	1,5	1,6	1,2	1,0	3,0	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Dy	5	7	8	5	2	2	1	5	6	7	7	7	5	4	15	1	3	4	4	4	5
Ho	<1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	2	1	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Er	4	5	5	4	2	1	1	4	4	6	4	5	3	3	10	<1	2	3	3	3	4
Tm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	2,3	3,0	3,2	2,8	1,9	0,9	0,9	2,8	2,8	4,2	3,7	4,0	2,9	2,4	7,7	0,7	1,7	2,0	2,4	2,0	2,8
Lu	0,7	0,8	0,8	0,9	0,7	<0,5	<0,5	0,6	0,7	1,1	0,9	1,1	0,7	0,7	1,5	<0,5	<0,5	0,6	0,6	0,5	0,6

ppm

Załącznik 9 cd.

Nr próbki	349,4	385,0	429,9	470,1	508,2	538,7	610,0	700,6	728,1	734,2	799,8	182,0	227,6	328,2	585,0	832,4	908,6	935,0	1108,5	1449,0	1482,5
Gr. chem.	a	t	p	p	p	p	t	a	thm	t	t	thm	p	t	t	t	t	t	p	t	p
Sc	31,3	25,1	35,7	36,4	17,0	30,7	46,1	40,7	26,5	48,8	44,8	35,5	27,3	50,0	44,6	39,4	40,0	40,1	25,0	44,4	36,2
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,4	<0,2	0,5	<0,2	<0,2
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	0,1	<0,1
Th	3	<2	2	12	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<0,1	0,9	<0,1	0,2	<0,1	0,3	<0,1	2,2	0,3	1,3
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	2,4	1,2	3,5	1,6	2,4	0,6	5,9	1,7	4,8
Y	25	11	62	52	10	25	34	110	7	35	38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,3	0,7	<0,3	1,0	<0,3	<0,3	<0,3	1,8	<0,3	1,0
La	14	1	23	49	6	19	6	17	<1	3	4	0,3	9,8	1,0	3,8	1,3	3,9	1,0	28,2	3,6	16,9
Ce	30	5	71	108	13	42	16	52	<3	10	12	1,0	24,0	5,0	14,0	6,0	13,0	3,0	61,0	11,0	40,0
Pr	4	<3	11	13	<3	5	<3	10	<3	<3	<3	0,2	3,1	0,7	2,7	0,9	1,9	0,4	8,4	1,6	5,6
Nd	16	5	51	55	8	25	13	48	2	11	12	1,00	13,00	4,00	12,00	5,00	10,00	2,00	37,00	8,00	26,00
Sm	4	2	14	13	2	7	5	15	<1	4	4	0,6	3,3	1,7	4,8	1,9	3,3	0,8	8,4	2,6	6,6
Eu	1,2	0,7	3,4	3,2	0,7	1,9	1,7	3,7	0,4	1,4	1,4	0,33	1,10	0,66	1,70	0,80	1,20	0,35	2,90	0,99	2,30
Gd	4	2	13	12	2	6	6	20	<2	6	6	0,87	4,10	2,86	7,92	3,09	4,66	1,37	10,12	3,92	7,86
Tb	<1	<1	2,6	2,3	<1	1,2	1,4	3,8	<1	1,4	1,4	0,2	0,7	0,6	1,3	0,6	0,8	0,3	1,6	0,7	1,3
Dy	5	2	13	11	2	6	7	22	1	7	7	1,19	4,21	4,64	10,25	4,09	6,18	2,13	9,46	4,79	7,65
Ho	<1	<1	2	2	<1	<1	1	4	<1	1	1	0,24	0,83	1,00	2,21	0,86	1,30	0,48	1,80	1,02	1,52
Er	4	2	10	8	2	4	5	15	1	5	6	0,68	2,22	3,03	5,98	2,35	3,63	1,44	5,03	2,79	3,95
Tm	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	0,09	0,32	0,47	0,96	0,37	0,57	0,24	0,72	0,43	0,58
Yb	2,8	1,2	6,3	5,2	1,0	2,2	3,0	11,1	0,7	3,9	4,3	0,58	1,75	2,85	5,58	1,96	3,06	1,41	3,79	2,30	3,18
Lu	0,7	0,6	1,5	1,4	<0,5	0,7	0,8	2,1	<0,5	1,0	1,1	0,08	0,26	0,43	0,81	0,30	0,46	0,21	0,55	0,36	0,46

ppm

Lokalizację odsłonięć i próbek z terenu podano w tabeli 1, location of samples from field exposures is given in Table 1: N 1 – próbki z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 1, samples from the Niedźwiedź IG 1 borehole; N 2 – próbki z otworu Niedźwiedź IG 2, samples from the Niedźwiedź IG 2 borehole

Oznaczenia grup chemicznych (Gr. chem.) jak w załączniku 8, symbols of chemical groups as in Appendix 8

Wartości ze znakiem „<” oznaczają koncentracje poniżej progu wykrywalności, values with “<” represent concentrations below detection limit

(-) – pierwiastki, które nie były analizowane, elements not analyzed