

Proterozoiczne zmiany retrogresywne zapisane w granulitach i gnejsach podlaskiego kompleksu metamorficznego

Ewa Krzemińska*

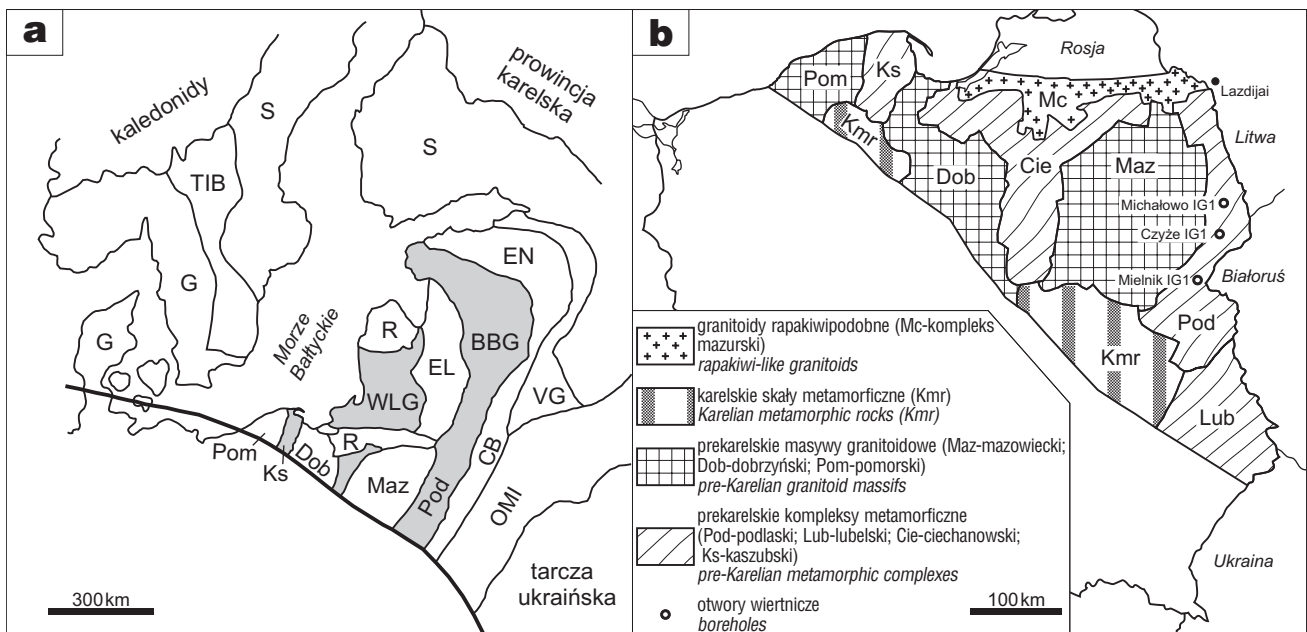
Proterozoic retrograde changes recorded in granulites and gneisses from the Podlasie Metamorphic Complex, East European Craton, eastern Poland. *Prz. Geol.*, 49: 1129–1136.

S u m m a r y: This paper presents the results of petrological study and thermobarometric data of granulites and gneisses from deep boreholes, from the Podlasie Complex, in Polish part of the East European Craton. Applied geothermobarometers indicate an early-retrograde, near peak ($T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $p = 5.8\text{--}6.2$ kbar) and retrograde stage ($T = 520\text{--}550^\circ\text{C}$, $p = 4.1\text{--}5.2$ kbar) of Proterozoic metamorphism (1527 Ma) in the Mielnik granulites. These metamorphic conditions were also compared with those from the Ivje block in the Belarus-Baltic Granulite Belt and Lazdijai area, Western-Lithuanian Granulite Domain.

Key words: Proterozoic, East European Craton, Podlasie Complex, granulites, thermobarometry

Platforma wschodnioeuropejska jest mozaiką proterozoicznych bloków, powstałą w wyniku przyrastania od południa do kilku archaicznych trzonów, coraz młodszych pasm skorupy (Gaal & Gorbaczew, 1987). W rejonie bałtycko-białoruskim, istotnym ze względu na sąsiedztwo z obszarem niniejszych badań, aktywność tektoniczno-termalna obejmuje przedział 1,9–1,4 mld lat (Bibikowa, 1996; Claesson, 1996). Kompilacja danych geochronologicznych, paleomagnetycznych i termobarometrycznych sugeruje kolizję i akrecję oddzielnych, swekofeńskich

terranów między 1,87–1,80 mld lat temu (Mansfeld, 1997). W proponowanym geodynamicznym modelu ewolucji zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Bogdanowa, 1997, 1999) widoczne są pewne różnice wieku i środowiska paleotektonicznego między zachodnio- i wschodnioliteńskim masywem granulitowym, a także białorusko-bałtyckim pasem granulitowym, którego kontynuacją jest najprawdopodobniej podlaski kompleks metamorficzny (ryc. 1a). W niniejszej pracy porównano dane termobarometryczne uzyskane dla kompleksu podlaskiego z warunkami



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań: **a** — szkic fundamentu krystalicznego zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (według Bogdanowej, 1999): R — granitoidy rapakiwi i skały pokrewne, G — prowincja gotyjska, S — prowincja swekofeńska, TIB — transskandynawski pas magmowy, BBG — białorusko-bałtycki pas granulitowy, EL — pas wschodnioliteński, WL — zachodnioliteński pas granulitowy, NE — pas północnoestoński, CB — pas środkowobiałoruski, VG — witebski masyw granulitowy, OMI — ośnicko-mikaszewicki pas magmowy; **b** — elementy strukturalne polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (według Kubickiego & Ryki, 1982 oraz Ryki, 1984).

Fig. 1. Location of the study area: **a** — sketch map of the crystalline basement in western part of the East European Craton (after Bogdanowa, 1999): R — rapakivi granites and related rocks, G — Gothian province, S — Svecofennian province, TIB — Transscandinavian Igneous Belt, BBG — Baltic-Belarus Granulite Belt, EL — Eastern Lithuanian Belt, WL — Western Lithuanian Granulite Belt, NE — North Estonian Belt, CB — Central Belarus Belt, VG — Vitebsk Granulite Domain, OMI — Osnitsk-Mikashevichi Igneous Belt; **b** — structural units of the Polish part of the East European Craton (after Kubicki & Ryka, 1982 and Ryka, 1984).

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

p-T metamorfizmu regionalnego wymienionych powyżej stref granulitowych. Perspektywicznym celem prowadzonych badań jest ewentualne udokumentowanie wspólnych epizodów tektoniczno-termalnych.

Budowa geologiczna obszaru badań

W schematycznym modelu budowy podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski (ryc. 1b) tradycyjnie wyróżnia się prekarelskie strefy metamorficzno-fałdowe, czyli kompleksy: podlaski, lubelski, ciechanowski i kaszubski, oraz prekarelskie masywy granitoidowo-gnejsowe: mazowiecki, dobrzyński i pomorski, a także struktury karelskie: kompleks kampinoski, biebrzański i mazurski z granitoidami rapakiwopodobnymi (Kubicki i Ryka, 1982). Szczególnie interesujący jest kompleks podlaski, z uwagi na możliwość korelacji z białorusko-bałtyckim pasem granulitowym. Litologicznie jest on trójdzielny, utworzony z zespołu granulitowego, amfibolitowego oraz plagiognejsowego (Ryka, 1982). Zespół granulitowy, najstarszy w tym kompleksie, zawiera granulity piroksenowe, enderbity, charnockity oraz gnejsy piroksenowe i kordierytowe. Z zespołem tym związane są granulity dwupiroksenowe z otworu wiertniczego Mielnik IG-1, będące przedmiotem niniejszej pracy. Zespół plagiognejsowy, najmłodszy, to sekwencja gnejsów syllimanitowych, plagiognejsów, gnejsów hornblendowych i biotytowych. Leży on na różnych jednostkach zespołu granulitowego i amfibolitowego. Charakteryzują go niewielkie miąższości, także ostre granice ze skałami otaczającymi. Wytypowane do badań termobarometrycznych próbki z kolejnych otworów wiertniczych (Czyże IG-1 i Michałowo IG-1) reprezentują zespół plagiognejsowy.

Metody badań

Podstawą badań termobarometrycznych było wykonanie serii punktowych analiz mikrosondowych par minerałów, będących ze sobą w stanie równowagi termodyna-

micznej. Prace analityczne wykonano na mikroskopie skaningowym JEOL JSM-35, współpracującym ze spektrometrem dyspersji energii EDS Link ISIS (Oxford Instruments), w Pracowni Mikroskopii Elektronowej PIG. Stosowano napięcie przyspieszające 20 kV, prąd wiązki 2 nA, czas zliczania 50 s i metodę korekcyjną ZAF.

Rodzaj skał, paragenety mineralne, spodziewane warunki metamorfizmu, a przede wszystkim możliwości analityczne wpłynęły na wybór zastosowanych termometrów geologicznych i wersję kalibracji (tab. 1). Wszystkie użyte termometry wykorzystują reakcję wymiany jonów Fe^{2+} i Mg^{2+} . Paleociśnienia określono na podstawie barometru GOPQ — granat–ortopiroksen–plagioklaz–kwarc, w kalibracji Bohlena & Liotty (1986) i Powella & Hollanda (1988) oraz barometru granat–plagioklaz–syllimanit–kwarc, w kalibracji Powella & Hollanda (1988).

Petrografia

Dominującym rodzajem skał w profilu Mielnik IG-1 są granulity dwupiroksenowe i amfibolity, a także kilkumetrowe przewarstwienia charnockitów kwaśnych i pośrednich (Ryka, 1969). Najbardziej przydatne w badaniach termobarometrycznych okazały się granulity.

Granulity dwupiroksenowe w płytkach cienkich ujawniają strukturę poikiloblastyczną lub porfiroblastyczną (ryc. 2a). Wzajemny stosunek ilościowy poszczególnych składników mineralnych na różnych głębokościach bywa zmienny, ale cechą charakterystyczną jest występowanie: $Cpx + Opx + Pl \pm Kfs + Grt + Am \pm Bt + Qtz + Ap + Zrn \pm Po \pm Py \pm Ilm \pm Mag$ (tab. 2). Klinopiroksen wykształcony jest w postaci hipautomorficznych blastów i ksenomorficznych wzrostków w granatach. Powszechnie zastępowany jest przez wapniowe amfibole. Rzadszy ortopiroksen występuje w formie mniejszych ksenoblastów oraz jako wzrostki w granatach. W blastach piroksenów rombówch stwierdzono, nie notowane wcześniej, lamelki klinopiroksenu równoległe do (100), będące produktem odmieszania. Ksenoblastyczne plagioklasy o dość jednorodnym składzie, niez-

Tab. 1. Zastosowane geotermometry

Tab. 1. The geothermometers used in this study

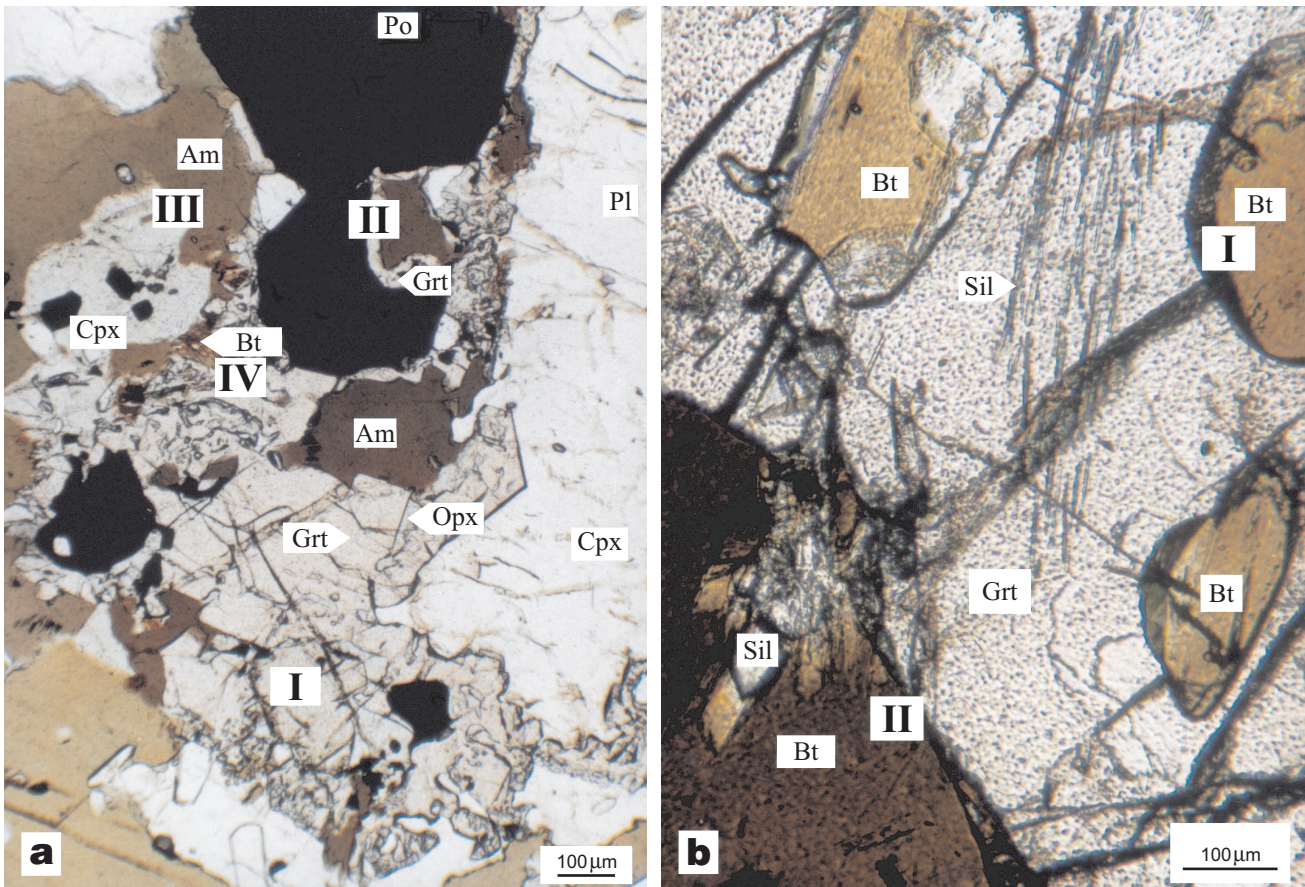
Termometr	Reakcja wymiany	Kalibracja
Grt-Bt	$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{12}(OH)_2$	Ferry & Spear (1978)
Grt-Opx	$1/3Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 1/2Mg_2Si_2O_6 = 1/3Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 1/2Fe_2Si_2O_6$	Harley (1984)
Grt-Cpx	$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3CaFeSi_2O_6 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3CaMgSi_2O_6$	Ellis & Green (1979); Ganguly (1979)
Opx-Cpx	$MgSiO_3 + CaFeSi_2O_6 = FeSiO_3 + CaMgSi_2O_6$	Kretz (1994)

Tab. 2. Zespoły mineralne w granulitach z Mielnika i w gnejsach z Czyży i Michałowa

Tab. 2. Mineral assemblages in granulites from Mielnik and gneisses from Czyże and Michałowo

Próbka	Typ skały	Qtz	Pl	Kfs	Opx	Cpx	Grt	Am	Bt	Sil	Ap	Zrn	Mnz	Po	Py	Ilm	Mag	Rt
Mk-1771	granulit opx-cpx	+	+		+	+	+	+	+		+	+		+	+	+	+	
Mk-1802	granulit opx-cpx	+	+	+	+	+	+	+			+	+						
Cze-1133	gnejs grt	+	+	+			+		+	+		+	+					
Cze-1156	gnejs sil-grt	+	+	+			+		+	+		+			+	+	+	+
Mo-708	gnejs myl.	+	+	+			+		+	+		+					+	

Skróty nazw minerałów wg Kretza (1983): gnejs myl. — gnejs mylonityczny, Mk — Mielnik, Cze — Czyże, Mo — Michałowo



Ryc. 2. Mikrofotografie płytek cienkich, bez analizatora; **a** — granulit dwupiroksenowy (Mk-1802): I — porfiroblast granatu z wrostkami orto- i klinopiroksenów oraz strefą reakcyjną, II — granat koronowy wokół pirotytynu, III — retrogresywny amfibol zastępujący klinopiroksen, IV — biotyt zastępujący amfibol; **b** — gnejs syllimanitowo-granatowy (Cze-1064), wrostki biotyту w granacie: I — pierwotny z względnie wysoką zawartością TiO_2 , bez śladów reekwilibracji, II — retrogresywne zmiany na brzegu granatu na kontakcie z biotytem i syllimanitem

Fig. 2. Photomicrographs of thin sections, plaine polarized light; **a** — two-pyroxene granulite (Mk-1802): I — garnet porphyroblast including ortho- and clinopyroxenes, and thin reactions zone too, II — corona garnet around pyrrhotite, III — retrogressive replacement of clinopyroxene by amphibole, and IV — amphibole by biotite; **b** — sillimanite-garnet gneiss (Cze-1064), biotite inclusions within garnet: I — primary, with relatively high TiO_2 content, without the effects of reequilibration, also II — retrograde changes at the contact of sillimanite and biotite with garnet

leżnym od głębokości, reprezentują andezyn-kwaśny labrador An_{42-54} . Charakteryzują się normalną budową pasową, przy różnicy zawartości Ca 6–8% wagowych. Granaty tworzą ksenoblasy, automorficzne porfiroblasty, a także neoblastyczne formy koronowe, narastające na ziarnach pirotytynu i magnetytu. Powszechna jest w nich obecność licznych wrostków klinopiroksenu, ortopiroksenu, kwarcu, plagioklazu, ilmenitu i magnetytu. Amfibole, określane jako hornblenda, są na ogół produktem przeobrażenia klinopiroksenów. Biotyt jest minerałem retrogresywnym, powstałym z rozpadu amfiboli.

W otworze wiertniczym Czyże przeważają gnejsy (Krystkiewicz & Ryka, 1996), wykształcone w kilku odmianach, m.in. granatowej, syllimanitowo-biotytowej i piroksenowo-hornblendowej. Charakterystyczne dla gnejsów granatowych jest występowanie $Grt + Kfs + Pl + Qtz + Bt \pm Sil + Zrn$, dla granatowo-syllimanitowych zaś: $Grt + Sil + Bt + Pl + Qtz \pm Kfs + Mag \pm Py \pm Ccp \pm Ilm + Zrn + Rt$. Obok dużych, spękanych porfiroblastów granatów, z licznymi zatokami wypełnionymi skaleniem potasowym i kwarcem, występują drobniejsze ksenoblasy z powszechnymi wrostkami biotyту, syllimanitu i skalenia potasowego. Te dwie odmiany różnią się także zawartością cząsteczki almandy-

nowej (tab. 3). Skaleń potasowy tworzy porfiroblasty otoczone drobnoblastycznym kwarcem oraz wrostki i wypełnienia zatok w granatach. Plagioklasy o składzie An_{22-32} reprezentują człon oligoklaz-kwaśny andezyn i wykazują normalną budowę pasową. Biotyt występuje w wieloblastkowych agregatach wokół blastów granatów i jako wrostki w granatach, a także w postaci diablastycznych przerostów z syllimanitem.

Wyniki badań

Granaty w granulitach dwupiroksenowych Mielnika, niezależnie od formy, mają podobny skład chemiczny (tab. 3), który można wyrazić ogólnym zapisem: $Prp_{5-10} Grs_{20-25} Sps_{4-6} Alm_{62-67}$. Ich skład jest zatem typowy dla granatów związanych z prekambryjskimi masywami granulitowymi (Deer i in., 1992). Cechą niezależną i od formy, i od lokalizacji analizy (brzeg lub środek blastu) jest niemal identyczna łączna zawartość magnezu i wapnia: $X_{Mg} + X_{Ca} = 0,32$ przy $X_{Mg} < 0,10$ i $X_{Ca} > 0,20$. Są to granaty bogate w wapń, współwystępujące tu z hornblendą. Potwierdza się opisana przez Kretza (1994) zależność, zgodnie z którą wysokowapniowym granatom ($X_{Ca} > 0,11$) towarzyszy horn-

Tab. 3. Reprezentatywne analizy mikrosondowe granatów z przeliczeniem na 12 atomów tlenu na komórkę elementarną
 Tab. 3. Representative microprobe analyses of garnet. The formula is calculated based on 12 oxygen atoms per crystallographic cell

Próbka Symbol Nr analizy	Mk-1771 r 1	Mk-1771 A-c 2	Mk-1802 A-r 3	Mk-1802 A-c 4	Cze-1156 B-r 5	Cze-1156 B-c 6	Cze-1133 D-r 7	Cze-1133 D-c 8	Mo-708 A-c 9
SiO ₂	37,27	37,29	35,81	35,26	35,40	36,29	35,77	36,25	34,54
Al ₂ O ₃	19,89	20,50	21,42	20,58	21,58	21,68	21,27	22,02	21,03
MgO	2,54	2,74	1,41	1,31	3,26	5,18	4,02	5,57	4,05
CaO	8,33	7,84	9,65	8,99	1,75	1,37	5,72	5,69	1,10
MnO	2,22	2,30	2,31	2,83	1,82	1,60	0,87	0,70	1,12
FeO	29,10	29,78	28,93	30,05	36,19	33,87	31,19	28,92	35,96
Suma	99,29	100,44	99,53	99,05	99,98	99,99	98,84	99,15	98,80
Si	3,053	3,018	2,902	2,903	2,880	2,905	2,893	2,882	2,869
Al	1,860	1,905	2,045	1,992	2,073	2,049	2,035	2,065	2,056
Mg	0,304	0,322	0,170	0,157	0,391	0,620	0,482	0,664	0,494
Ca	0,709	0,663	0,837	0,788	0,152	0,120	0,497	0,487	0,100
Mn	0,148	0,151	0,155	0,192	0,122	0,111	0,058	0,048	0,080
Fe	1,942	1,967	1,957	2,065	2,460	2,265	2,114	1,926	2,490
Suma	8,014	8,026	8,066	8,097	8,078	8,070	8,069	8,073	8,089
Prp	9,7	10,4	5,4	4,9	12,5	19,9	15,3	21,3	15,6
Grs	22,8	21,4	26,8	24,6	4,9	3,8	15,8	15,6	3,2
Sps	4,8	4,8	5,0	6,0	3,9	3,6	1,6	1,5	2,5
Alm	62,6	63,4	62,8	64,5	78,7	72,7	67,3	61,6	78,7

r — brzeg, c — środek granatu

blenda, niskowapniowym zaś syllimanit. Oprócz bardzo wąskiej strefy brzeżnej, zbadane porfiroblasty wykazują dużą jednorodność składu. Jest to cecha granatów metamorfizmu wysokiego stopnia, spowodowana zjawiskiem autodyfuzji jonów, głównie Mg²⁺ i Fe²⁺, prowadzącym do homogenizacji i zatarcia wcześniejszej budowy pasowej (Spear, 1989). Neoblasy koronowe mają również taki sam, jednolity skład.

Pirokseny odznaczają się niewielką zmiennością chemiczną (tab. 4). Projekcje składu klinopiroksenów mieszczą się w polu diopsydu (En > Fs), przy wartości parametru Fe/(Fe + Mg) = 0,39–0,41 i zawartości Fs = 18–20% mol. Drugą grupę stanowią blasty o zawartości Fs = 26–27% mol. oraz wielkości parametru Fe/(Fe + Mg) = 0,54–0,58. Zgodnie z klasyfikacją Morimoto (1988) należą one do hedenbergitu. Ortopirokseny mieszczą się w polu ferrosylitu Fs = 55–66% mol. przy zawartości Wo = 1,5–3,0% mol. Biotyt charakteryzuje się względnie wysoką zawartością TiO₂, osiagającą 7,2% wagowych, przy najczęstszej wartości około 5,5% wagowych (tab. 5). Parametr Fe/(Fe + Mg) utrzymuje się na poziomie 0,64–0,67. Obserwowane blasty powstały w wyniku biotytyzacji amfiboli, w których stosunek Fe/(Fe + Mg) jest zbliżony, bo wynosi 0,58–0,68. Analizy mikrosondowe amfiboli wykazują podobne udziały kationu Si = 6,1–6,4 (tab. 6). W klasyfikacji Leake'a (1997) badane

Tab. 4. Reprezentatywne analizy mikrosondowe piroksenów z przeliczeniem na 6 atomów tlenu na komórkę elementarną

Tab. 4. Representative microprobe analyses of pyroxene. The formula is calculated based on 6 oxygen atoms per crystallographic cell

Próbka Symbol	Mk-1771 B-c	Mk-1771 B-r	Mk-1771 C-r	Mk-1802 B-i
SiO ₂	50,23	50,01	52,77	50,24
Al ₂ O ₃	ppw	ppw	ppw	0,11
MgO	14,18	13,76	10,87	7,61
CaO	0,73	0,64	23,10	24,18
MnO	0,74	0,84	0,27	0,46
FeO	34,15	34,11	12,88	17,16
Suma	100,05	99,37	99,89	99,76
Si	1,987	1,997	1,999	1,971
Al	0,000	0,000	0,000	0,005
Mg	0,835	0,816	0,616	0,444
Ca	0,012	0,024	0,939	1,019
Mn	0,024	0,029	0,041	0,014
Fe	1,133	1,138	0,410	0,562
Suma	4,007	4,004	4,005	4,015
En	42,0	41,3	31,0	21,9
Wo	1,0	1,2	48,0	50,3
Fs	57,0	57,5	21,0	27,7

ppw — poniżej progu wykrywalności EDS, r — brzeg, c — środek piroksenu, i — wrostek w granacie

Tab. 5. Reprezentatywne analizy mikrosondowe biotytów z przeliczeniem na 22 atomy tlenu na komórkę elementarną
 Tab. 5. Representative microprobe analyses of biotite recalculated on 22 oxygen atoms per crystallographic cell

Próbka Symbol	Mk-1787 A-r	Mk-1802 B-r	Mk-1803 A-i	Mk-1803 C-r	Cze-1156 A-i	Cze-1156 A-c	Cze-1133 C-r	Cze-1064 A-i
SiO ₂	31,76	33,8	33,87	34,18	34,56	34,77	35,55	35,34
Al ₂ O ₃	13,59	12,79	13,58	14,84	20,29	20,35	14,76	16,8
TiO ₂	6,52	5,95	3,52	5,52	4,60	2,35	4,56	5,27
FeO	23,17	23,98	20,51	21,09	13,53	15,18	14,77	15,48
MgO	6,36	6,82	9,42	7,54	10,91	11,32	12,05	10,27
Na ₂ O	ppw	ppw	1,57	ppw	ppw	ppw	ppw	ppw
K ₂ O	9,39	9,68	9,56	9,91	9,58	2,35	10,00	10,73
Cl	0,15	ppw	ppw	ppw	0,27	0,37	0,11	ppw
Suma	90,94	93,03	92,14	93,08	93,43	94,21	91,82	93,9
Si	5,280	5,507	5,470	5,462	5,218	5,326	5,555	5,418
Al	2,660	2,470	2,580	2,784	3,618	3,674	2,726	3,046
Ti	0,810	0,725	0,427	0,662	0,527	0,277	0,526	0,600
Fe	3,220	3,257	2,764	2,813	1,709	1,957	1,927	1,994
Mg	1,570	1,656	2,260	1,786	2,8	2,584	2,811	2,354
Na	0,000	0,000	0,504	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	2,000	2,019	1,959	2,016	1,854	1,403	1,993	2,104
Suma	15,54	15,634	15,864	15,523	15,38	15,221	15,538	15,516

ppw — poniżej progu wykrywalności EDS, c — środek, r — brzeg biotyту, i — wrostek w granacie

Tab. 6. Reprezentatywne analizy mikrosondowe amfiboli z przeliczeniem na 23 atomy tlenu na komórkę elementarną

Tab. 6. Representative microprobe analyses of amphiboles. The formula is calculated based on 23 oxygen atoms per crystallographic cell

Próbka Symbol	Mk-1771 B-c	Mk-1771 B-i	Mk-1802 B-r	Mk-1802 B-c
SiO ₂	41,17	41,55	38,03	38,87
Al ₂ O ₃	10,98	10,68	11,06	10,82
TiO ₂	1,58	2,18	3,12	2,73
FeO	20,41	19,62	22,55	22,14
MgO	7,99	8,14	5,44	5,79
CaO	12,2	11,85	11,71	11,75
Na ₂ O	1,98	1,92	1,84	1,78
K ₂ O	1,77	1,66	2,38	2,27
Suma	98,08	97,58	96,12	96,15
Si	6,334	6,401	6,118	6,218
Al	2,000	1,926	2,091	2,037
Ti	0,185	0,259	0,377	0,327
Fe	2,630	2,528	3,030	2,969
Mg	1,833	1,871	1,297	1,384
Ca	2,019	1,945	2,023	2,008
Na	0,593	0,574	0,561	0,538
K	0,352	0,315	0,484	0,442
Suma	15,946	15,819	15,981	15,923

r — brzeg, c — środek amfiboli, i — wrostek w granacie

amfibole wapniowe określane są jako ferropargasyt i ferropargasytowa hornblendy.

W gnejsach w profilu Czyże skład chemiczny granatów można wyrazić ogólnym zapisem $\text{Prp}_{10-20} \text{Grs}_{3-5} \text{Sps}_{1-5} \text{Alm}_{69-80}$ dla gnejsów syllimanitowo-granatowych oraz $\text{Prp}_{15-20} \text{Grs}_{12-16} \text{Sps}_{1-4} \text{Alm}_{62-67}$ dla gnejsów granatowych. Różnice wynikają zatem z odmiennej zawartości wapnia i żelaza. W gnejsie granatowym występują granaty wysokowapniowe $X_{\text{Ca}} > 0,12$ o sumie ilości żelaza i manganu $X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mn}} = 0,65-0,68$, która nie przekracza nawet udziału żelaza w gnejsach syllimanitowo-granatowych. Granaty reprezentują odmienny niż w granulitach typ budowy. Ogólną tendencją w badanych poikiloblastach był wzrost zawartości cząsteczek Alm i Sps w centralnej części blastów o 2–3% wagowe Fe i 1–2% wagowe Mg. Zmienność chemiczna była czasem obserwowana na brzegach blastów, na granicy z blastami biotyту o cechach retrogresywnych. Biotyt z pewnością reprezentuje kilka generacji, od wrostków w granatach, poprzez pojedyncze blaszki w agregatach syllimanitowo-biotytowych, świadczące o reakcji: $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$, aż do samodzielnych wachlarzowatych skupień. W konsekwencji obserwuje się dużą zmienność parametru $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ — od 0,37 do 0,54. Podobnie zawartość TiO₂ nie jest jednolita; nawet w blastach z tej samej głębokości stwier-

dzono udział TiO_2 od 1,33 do 8,37% wag., przy czym wyższa zawartość pochodzi z wrostków w granatach.

W gnejsach mylonitycznych z profilu Michałowo, granaty niskowapniowe o składzie $Prp_{10-15} Grs_{3-4} (Sps + Alm)_{82-87}$ tworzą silnie spękane formy. W przypadku powstania takiej sieci mikrospekkań, istnieją potencjalne drogi migracji fluidów, ułatwiające wymianę jonów, nawet bezpośrednio we wnętrzu kryształu (Whitney, 1996). Wówczas blast nie jest układem zamkniętym i obserwowana budowa pasowa nie powstaje w wyniku zmian warunków p-T metamorfizmu, a ma swoje źródło w deformacjach tektonicznych. Z tego powodu granaty z Michałowa w bardzo ograniczonym zakresie wykorzystano w badaniach termobarometrycznych.

Termobarometria

Określenie warunków p-T zdarzeń metamorficznych staje się możliwe po zastosowaniu co najmniej kilku wzajemnie weryfikujących się termometrów i barometrów

geologicznych. Prezentowane w tab. 7 wyniki są efektem wykorzystania pięciu termometrów.

Z uwagi na budowę pasową i procesy retrogresywne na brzegach blastów, istotnego znaczenia nabiera położenie punktów analitycznych, dlatego w zestawieniu wyników pojawiają się kategorie: c — środek i r — brzeg blastów. Uzyskane temperatury można ogólnie uszeregować $T(c) > T(r)$, a w granulitach dwupiroksenowych z Mielnika: $T_{C_{px-Opx}(c)} > T_{T_{Grt-Opx}(c)} > T_{T_{Grt-Cpx}(c)} > T_{T_{Grt-Hb}(r)} > T_{T_{Grt-Opx}(r)} > T_{T_{Grt-Bt}(r)}$.

Dyskusja

Głównym problemem przy interpretacji paleotemperatur jest kwestia, czy równowaga reakcji wymiany kationów między parą minerałów zapisuje pik metamorfizmu, czyli temperaturę maksymalną, czy zdarzenia termiczne poniżej piku, w dół tzw. ścieżki p-T.

Według Pattisona i Begina (1994), interpretacja temperatur uzyskanych w wyniku analiz brzegów blastów jako maksymalnych jest kontrowersyjna. Także nie w każdym

Tab. 7. Wyniki badań termometrycznych

Tab. 7. Results of thermometric measurements

Próbka	Termometr											
	Grt-Bt (F&S)		Grt-Opx (H)		Grt-Cpx (E&G)		Grt-Cpx (G)		Opx-Cpx (K)		Grt-Hb (G&P)	
	Temperature (°C)											
	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r
Mk-1771		539		549	650		727			662		584
		540		555	642		670			733		
		558		567	605		705					
Mk-1787		529		524								
				537								654
Mk-1802		472		518								652
Mk-1803			683	530						620		
										636		603
Cze-1064	653	520										
	634	485										
	614	512										
Cze-1087	564	495										
	589	505										
Cze-1133	639	515										
	595	490										
Cze-1156	683	508										
	642	510										
	687	513										
Mo-708	661	520										
		517										
Mo-724	563											
	546											

(F&S) — Ferry & Spear (1978), (H) — Harley (1984), (E&G) — Ellis & Green (1979), (G) — Ganguly (1979), (K) — Kretz (1994), (G&P) — Graham & Powell (1984), c — środek blastów, r — brzeg blastów

przypadku dane związane z centrum rejestrują pik metamorfizmu, nie można bowiem wykluczyć reekwilibracji między obserwowanymi fazami mineralnymi. Jest niemal pewne, że w granulitach dwupiroksenowych z Mielnika doszło do reekwilibracji. Świadczy o tym już zhomogenizowany skład granatów.

Temperatury rzędu 650–700°C, uzyskane z termometrów granatowo-piroksenowych (wrostki), odpowiadają zatem warunkom poniżej pik metamorfizmu regionalnego w kompleksie podlaskim. Pozostałe wyniki, na podstawie reakcji brzeg-brzeg, dotyczą retrogresywnych etapów przemian w granulitach. Dość zgodne wskazania termometrów Grt-Opx i Grt-Bt, określają temperaturę pewnego zdarzenia metamorficznego na 520–550°C. Można je zorientować w czasie, korzystając z archiwalnych badań geochronologicznych, dokonanych na wyseparowanych biotytach z próbki Mielnik 1804 m, w których metodą K-Ar uzyskano wiek 1527 mln lat (Depciuch i in., 1975). Nie ma petrologicznych wątpliwości, że badany wówczas biotyt z trappgranulitów ma retrogresywną genezę.

Formuły zastosowanych barometrów geologicznych w poważnym stopniu zależne są od określonej wcześniej wartości temperatury, a dopiero w dalszej kolejności od składu chemicznego minerałów w stanie równowagi termodynamicznej. Jest to poważna wada i dlatego autorka traktuje te wyniki tylko w sposób szacunkowy, nie umieszczając ich w osobnej tabeli. Do oceny warunków ciśnienia w granulitach z Mielnika wykorzystano temperatury obliczone dla partii brzeżnych, a więc reprezentujące stadium retrogresywne. W kalibracji Bohlena i Liotty (1986) ciśnienia zostały określone na 4,1–5,2 kbar, natomiast w kalibracji Powella i Hollanda (1988) na 5,8–6,2 kbar. W obu przypadkach są to warunki średniociśnieniowe. Potwierdza to obserwowana paragoniza Grt + Cpx + Opx + Pl + Hb — typowa dla granulitów średniociśnieniowych (Yardley, 1989).

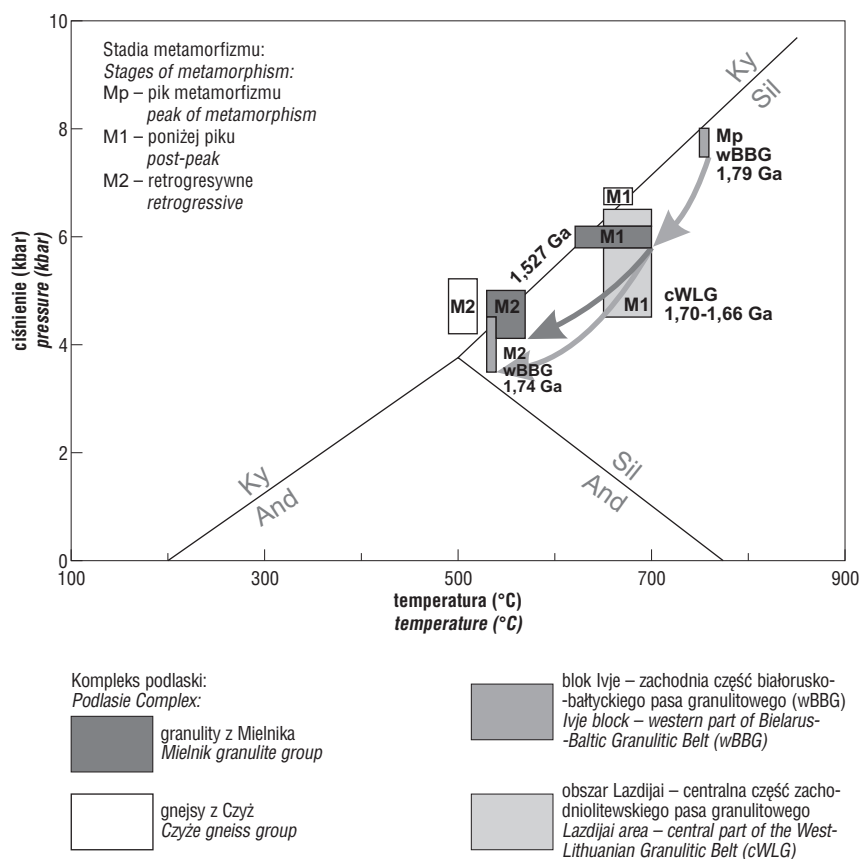
W gnejsach w profilu Czyże badania termometryczne zostały oparte jedynie na relacji granat–biotyt. Wrostki biotytowe w granacie traktowano jako najwcześniejsze formy. Zgodnie z obserwacjami Speara i Parrisha (1996), złożone wzrostki biotytu, mające jednocześnie względnie wyższą zawartość TiO_2 (ryc. 2b), przy pośredniej X_{Fe} , z dużym prawdopodobieństwem mogą być traktowane jako pierwotne i służyć do określenia pik metamorfizmu. Nie zachodzi wówczas reekwilibracja: $Mg-Fe-Ti$ w biotycie = Mg w biotycie + ilmenit, której fizycznym objawem jest obecność drobnych wzrostków ilmenitu w biotycie oraz zubożenie składu chemicznego w Fe i Ti. Mając to na uwadze, wyniki 650–680°C zinterpretowano jako temperatury maksymalne, a pozostałe, niższe,

rzędu 495–520°C, odniesiono do retrogresywnego etapu metamorfizmu regionalnego, zarejestrowanego w gnejsach w profilu Czyże.

Posługując się barometrem granat–plagioklaz–syllimanit–kwarc, w wersji Powella i Hollanda (1988), określono ciśnienia rzędu 6,1–6,9 kbar dla stadium retrogresywnego. Negatywnie należy ocenić wyniki oznaczeń barometrycznych dla gnejsów sillimanitowo-granatowych. Są one zawyżone o co najmniej 1 kbar (autorzy kalibracji błąd metody szacują na $\pm 0,5$ kbar). Obecność sillimanitu przy braku dystenu wskazywałaby na ciśnienie do 5 kbar w określonych warunkach temperaturowych.

Wyniki badań geochronologicznych w profilu Czyże, wskazujące na wiek 1797 i 1769 mln lat, zostały uzyskane z mieszaniny biotytu i hornblendy metodą K-Ar (Jarmołowicz-Szulc *vide* Krystkiewicz & Ryka, 1996). Dotyczą one zespołu amfibolitowego i nie mogą mieć tu bezpośredniego zastosowania. Gnejsy granatowe i sillimanitowo-granatowe reprezentują bowiem już inny, młodszy zespół plagiognejsowy.

Konstrukcja ścieżki p-T (zmian ciśnienia i temperatury w czasie) jest utrudniona, ponieważ brakuje systematycznych badań geochronologicznych. Dla orientacji umieszczono na niej etapy i kierunki zmian p-T w sąsiednich pasach granulitowych. Taką wstępną wersję należy traktować hipotetycznie (ryc. 3).



Ryc. 3. Hipotetyczna ścieżka przemian p-T w podlaskim kompleksie metamorficznym wraz z danymi z zachodniej części białorusko-bałtyckiego pasa granulitowego (Taran & Bogdanowa, 1996) i centralnej części zachodnioliteńskiego pasa granulitowego (Skridlaite & Motuza, 1997)

Fig. 3. Hypothetical p-T path for the Podlasie Metamorphic Complex, also compared with data from western part of the Belarus-Baltic Granulite Belt (Taran & Bogdanowa, 1996) and central part of the Western Lithuanian Granulite Belt (Skridlaite & Motuza, 1997)

W kompleksie podlaskim, w gnejsach z profilu Czyże, reprezentujących najmłodszy zespół plagiognejsowy, zostały wydodrębnione dwa etapy metamorfizmu, przy czym zostało skorygowane położenie prostokąta odpowiadającego stadium retrogresywnemu, przy uwzględnieniu wcześniejszych uwag o zawyżonym ciśnieniu (1–1,5 kbar). Podobnie wydodrębniono dwa etapy metamorfizmu w granulitach dwupiroksenowych Mielnika, czyli w najstarszym zespole granulitowym. Są to warunki poniżej pików metamorfizmu. Brak budowy pasowej w porfiroblastach granatów, czyli zhomogenizowany skład chemiczny, świadczyłby jednak o wyższych temperaturach metamorfizmu, odpowiadających facji granulitowej. Bezpośrednio zostały zarejestrowane warunki już retrogresywnych etapów.

W sąsiednich masywach metamorficznych na skraju platformy wschodnioeuropejskiej wyniki termobarometryczne są porównywalne (ryc. 3). W zachodniej części białorusko-bałtyckiego pasa granulitowego pik metamorfizmu paleoproterozoicznego (1790 mln lat; Bogdanowa i in., 1994) wyznaczono na 750–760°C przy ciśnieniach 7,5–8 kbar (Taran & Bogdanowa, 1996). W centralnej części zachodnioliteńskiego pasa granulitowego (rejon Lazdijai) maksymalne temperatury metamorfizmu sprzed 1700–1660 mln lat oceniono na 650–700°C, a ciśnienia na 4,5–6,5 kbar (Skridlaite & Motuza, 1997).

Otwartym zagadnieniem pozostaje kluczowy problem synchroniczności przemian w kompleksie podlaskim i wymienionych pasach granulitowych oraz rozstrzygnięcie, czy i które strefy granulitowe w rejonie bałtycko-białoruskim, na platformie wschodnioeuropejskiej, mają wspólną drogę metamorficznej ewolucji.

Literatura

- BIBIKOWA E.W., CLAESSEON S., BOGDANOWA S.W., SKRIDLAITE G. & TARAN L. 1997 — Isotopic ages and origin of granulitic belts in Western part of the East European Craton. Eurobridge workshop, Vilnius-Dubingiai, Lithuania, 12–16 June, 1997, Abstracts: 9–10.
- BOGDANOWA S.W. 1999 — The Paleoproterozoic terrane pattern in the Western part of the East European Craton. Between Eurobridge and TESZ –7-th EUROBRIDGE Workshop, May 26–30 1999, Szelmant near Suwałki, Poland. Abstracts: 11–12.
- CLAESSEON S. 1996 — U-Pb age determinations from Precambrian of Lithuania and Poland. Eurobridge workshop, 8–16 June, 1996, Oskarshamn, Sweden. Abstracts: 11.
- BOHLEN S.R. & LIOTTA J.J. 1986 — A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J. Petrol.*, 27: 1025–1034.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. 1992 — An Introduction to the Rock-Forming Minerals (2nd ed.). Longman Group UK Ltd., Essex: 696.
- DEPCIUCH T., LIS J. & SYLWESTRZAK H. 1975 — Wiek izotopowy K-Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, 19: 759–778.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H. 1979 — An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibrium. *Contrib. Miner. Petrol.*, 71: 13–22.
- FERRY J.M. & SPEAR F.S. 1978 — Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Miner. Petrol.*, 66: 113–117.
- GALL G. & GORBACZE W. 1987 — An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res. Spec. Issue.*, 35: 15–52.
- GANGULY J. 1979 — Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry Based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 43: 1021–1029.
- GRAHAM C. & POWELL R. 1984 — A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California. *J. Metamorphic Geol.*, 2: 13–31.
- HARLEY S.L. 1984 — An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Miner. Petrol.*, 86: 359–373.
- KRETZ R. 1983 — Symbols for rock-forming minerals. *Am. Miner.*, 68: 277–279.
- KRETZ R. 1994 — *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and sons. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore: 507.
- KRYSTKIEWICZ E. & RYKA W. 1996 — Wyniki badań petrograficznych skał podłoża krystalicznego. [W:] K. Jarmolowicz-Szulc (red.) Profile głębokich otworów wiertniczych PIG. Czyże IG1, 85: 5–7.
- KUBICKI S. & RYKA W. 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol. Warszawa.
- LEAKE B.E., WOOLLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRUCE J.D., HAWTHORNE F.C., KATO A., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.A., MARESCH W.V., 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. *Can. Miner.*, 35: 219–233.
- MANSFELD J. 1997 — Paleoproterozoic crustal growth in the Southern part of the Baltic Shield and adjacent parts of the East European Craton. Eurobridge workshop, 12–16 June, Vilnius-Dubingiai, Lithuania. Abstracts: 48–50.
- MORIMOTO M. 1988 — Nomenclature of pyroxenes. *Miner. Mag.*, 52: 535–550.
- PATTISON D.R.M. & BEGIN M.J. 1994 — Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry. *J. Metamorphic Geol.*, 12: 387–410.
- POWELL R. & HOLLAND T.J.B. 1988 — An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metamorphic Geol.*, 6: 173–204.
- RYKA W. 1969 — Czarnokity z Podlasia. *Biul. Inst. Geol.*, 225: 109–217.
- RYKA W. 1982 — Prekambryjska ewolucja platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. *Kwart. Geol.*, 26: 257–268.
- RYKA W. 1984 — Precambrian Evolution of East-European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 347: 17–28.
- SKRIDLAITE G. & MOTUZA G. 1997 — Precambrian Domains in the Lithuanian part of Eurobridge. Eurobridge workshop, 12–16 June, 1997, Vilnius-Dubingiai, Lithuania. Abstracts: 74–76.
- SPEAR F.S. 1989 — Relative thermobarometry and metamorphic p-T paths. [W:] J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W. Yardley (ed.), *Evolution of Metamorphic Belts*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 43: 63–81.
- SPEAR F.S. & PARRISH R.R. 1996 — Petrology and cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *J. Petrol.*, 37: 733–766.
- TARAN L.N. & BOGDANOWA S.W. 1996 — The metapelitic granulites from the Belarussian-Baltic Granulite Belt: Detail of a p-T — history. Eurobridge workshop, 8–16 June, 1996, Oskarshamn, Sweden. Abstract: 41–42.
- WHITNEY D.L. 1996 — Garnets as open systems during regional metamorphism. *Geology*, 24: 147–150.
- YARDLEY B.W. 1989 — *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific and Technical.: 247.