

Nowe dane o wieku skał cieszyńskich (Karpaty zewnętrzne, jednostka śląska) — rezultaty datowań metodą K-Ar

Jacek Grabowski¹, Leszek Krzemiński¹, Piotr Nescieruk², Mariusz Paszkowski³, Andrzej Szydło², Zoltán Pécskay⁴, Artur Wójtowicz⁵

New data on the age of teschenitic rocks (Outer Carpathians, Silesian Unit) — results of the K–Ar dating. Prz. Geol., 52: 40–46.

Summary. New $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ datings for intrusive teschenitic rocks in the Silesian Unit of the Outer Western Carpathians in Poland are presented. Several petrological varieties of the intrusions were studied at 5 localities. Dating was performed on monomineral separates of biotites and amphiboles, as well as on whole rock samples. Biotite ages (137.9–133.1 Ma: Valanginian) are significantly older than those of amphiboles (112.5–89.9 Ma: Albian–Turonian). Whole rock ages are considerably spread between these two clusters, being concordant either with “biotite” or with “amphibole” dates, or much younger. Interpretation of data poses some problems because evidence exists for hydrothermal alterations what might influence Ar content in both minerals. Older, biotite ages, are interpreted as more reliable crystallization ages since they are close to the age of surrounding sediments and are concordant with field observations that intrusions in some cases are almost surficial. Amphibole ages are probably affected by Ar loss due to hydrothermal activity. Comparison with recently published $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings implies that duration of teschenitic and related magmatism in the Silesian Basin was probably from Valanginian up to Barremian–Aptian (ca. 15 Ma).

Key words: Outer Western Carpathians, Silesian unit, teschenitic rocks, Cretaceous, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ geochronology

Skały cieszyńskie są jednymi z nielicznych skał magmowych, występujących w Karpatach zewnętrznych. Są to zróżnicowane skały zasadowe typu lamprofirów, limburgitów, diabazów, sjenitów lub cieszyńskich s.s. (Smulikowski, 1929, 1980; Mahmood, 1973; Kudelásková, 1987). Występują one wyłącznie w zachodniej części jednostki

śląskiej, w polskim i morawskim segmencie Karpat zewnętrznych. Odsłonięcia skał cieszyńskich są znane głównie w pasie od Nowego Jičina na zachodzie po Bielsko-Białą na wschodzie (ryc. 1), wyłącznie w jednym elemencie tektonicznym, zwanym płaszczowiną cieszyńską.

¹Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jgra@pgi.waw.pl; ²Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; ³Institut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków; ⁴Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Bem ter. 18c, 4001 Debrecen, Hungary; ⁵Wydział Fizyki, Uniwersytet M. Curie-Skłodowskiej, pl. M. Curie-Skłodowskiej 1, 20-031 Lublin

Wiek skał cieszyńskich, od czasu ich pierwszego opisu przez Hoheneggera (1861), był przedmiotem sporów naukowych. Intruzje umiejscawiano w czasie od najnowszej jury po miocen (zob. np. Wieser, 1971; Konior, 1977). Ostatecznie zwyciężył pogląd o ich wczesnokredowym wieku (zob. np. Hovorka & Spišák, 1993). Wskazywało na to wiele faktów:

1) skały cieszyńskie występują niemal wyłącznie w postaci sillów, tylko w utworach tytonu i neokomu (Smulikowski, 1929),

2) ciałom hipabyssalnym i subwulkanicznym towarzyszą wylewy law i utwory piroklastyczne w utworach

dolnej kredy (Matějka & Roth, 1953; Šmid, 1962; Roth, 1967; Gucwa i in., 1971),

3) stwierdzono występowanie fragmentów cieszyńskich, na złożu wtórnym, w utworach albu (Geroch i in., 1978),

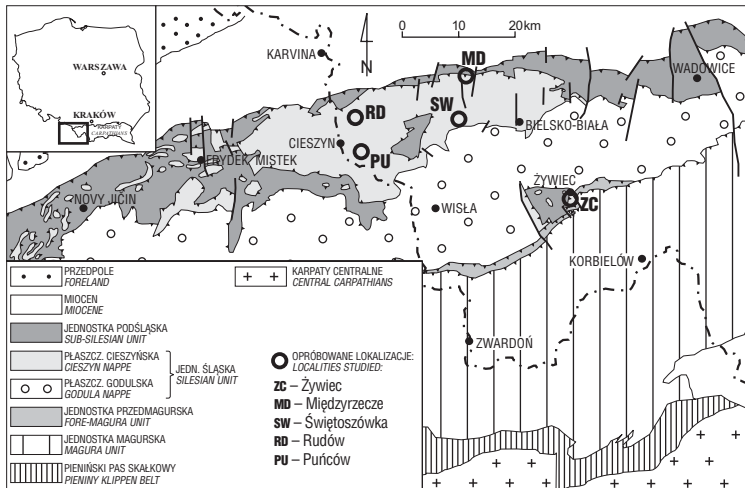
4) udowodniono, że skały cieszyńskie stwierdzone wśród skał miocennych w otworach wiertniczych, występują na złożu wtórnym (np. Nowak & Wieser, 1978).

Jeszcze do niedawna nie było żadnych danych radiometrycznych, które ostatecznie rozstrzygałyby kwestię wieku skał cieszyńskich. Pierwsze daty, uzyskane metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002), wykazały wiek 122–120 mln lat (barrem–dolny apt). Autorzy ci zbadali cztery koncentraty amfiboli pochodzące z typowej odmiany cieszyńskich (cieszyńskie s.s.) w Rudowie i Boguszowicach oraz z nieco młodszej, intruzji sjenitu w Puńcowie. W niniejszej pracy przedstawiamy nowe wyniki datowań metodą K/Ar, które objęły także inne typy petrograficzne skał cieszyńskich, do tej pory nie datowane.

Sytuacja geologiczna i opróbowanie

Płaszczowina cieszyńska obejmuje trzy nieformalne jednostki litostratygraficzne z górnej jury–dolnej kredy (ryc. 2): dolne łupki cieszyńskie (?kimeryd/tyton), wapienie cieszyńskie (górnym tyton–berias) oraz górne łupki cieszyńskie (walażyn–hoteryw) (Książkiewicz, 1964; Nowak, 1968, 1976; Koszarski & Ślącza, 1976).

Próbki do badań pobrano z różnych odmian skał cieszyńskich w odsłonięciach w Między-



Ryc. 1. Szkic tektoniczny zachodniej części Karpat zewnętrznych, z zaznaczonymi miejscami opróbowania (wg Żytka i in., 1989)

Fig. 1. Tectonic sketch map of the Outer West Carpathians with sampling localities indicated (after Żytka et al., 1989)

Tab. 1. Wyniki datowań metodą K–Ar (błędy na poziomie 1σ)

Table 1. K–Ar ages of studied localities (errors at 1σ level)

Lokalizacja Locality	Próbka Sample	Datowana frakcja Fraction dated	K [%]	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ [pmol/g]	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ [%]	Wiek (mln lat) Age (Ma)
Międzyrzecze	MD1	B	4,894	1110,6	93,4	126,4 ($\pm 0,9$)
	MD2	WR	1,506	370,3	81	136,5 ($\pm 1,0$)
		B	4,132	992,2	91,7	133,4 ($\pm 0,9$)
	Rudów	WR	1,329	318,2	83	133,1 ($\pm 0,9$)
RD2		A	0,762	153,3	68,4	112,5 ($\pm 0,8$)
H9		WR	1,191	153,8	53	73 ($\pm 0,6$)*
Puńców	H15	WR	0,858	96,4	60	63,6 ($\pm 0,8$)*
	P2	A	1,000	199,7	32,0	111,7 ($\pm 0,9$)*
		B	3,733	927,6	90,8	137,9 ($\pm 1,0$)
	P4	A	0,937	161,9	68,5	97,0 ($\pm 0,9$)*
		WR	1,133	180,8	78	89,7 ($\pm 0,8$)*
	P5	B	4,157	1009,6	71,6	134,9 ($\pm 1,5$)
		A	0,916	162,4	73,3	99,4 ($\pm 0,8$)*
	WR	1,229	194,5	67	89 ($\pm 0,7$)*	
Puńców	PU6**	A	1,648	263,3	65,9	89,9 ($\pm 3,5$)*
	Z9	WR	1,498	388,1	82	143,5 ($\pm 1,0$)*?
Żywiec	Z11	WR	0,110	29,5	38	148,6 ($\pm 1,8$)*?
	Świętoszówka	SW1	WR	0,592	98,7	53
SW2		WR	0,111	19,8	22	100,3 ($\pm 2,0$)*

*data nie odpowiada wiekowi stygnięcia skały (dyskusja w tekście), date does not correspond to the cooling ages (discussion in the text)

**próbka datowana w Instytucie Badań Jądrowych w Debreczynie, sample dated at the Institute of Nuclear Research, Debrecen

A — amfibol, amphibole, B — biotyty, biotite, WR — „cała skała”, whole rock

rzeczu, Rudowie, Świątoszówce, Rudowie i Żywcu (ryc. 1). Skała cieszynitowa w Międzyrzeczu była opisywana przez Smulikowskiego (1929) jako najbogatsza w oliwin na całym Śląsku Cieszyńskim. Próbkę pobrano ze starego łomu, gdzie twarde bloki świeżych skał tkwią w kompletnie zmienionym „piasku cieszynitowym”. W Rudowie opróbowano typową grubokrystaliczną odmianę skały cieszynitowej w serii odkrywek w potoku Piotrówka, z tej samej intruzji co próbka C-200 Lucińskiej-Anczkiewicz i in. (2002). Jedyne dostępne obecnie stanowisko skał cieszynitowych w Puńcowie znajduje się w korycie prawobrzeżnego dopływu potoku Puńcówka, na wysokości kościoła. Próbkę pobrano ze starszej odmiany skał cieszynitowych, którą prawdopodobnie przecina żyła sienitowa datowana przez Lucińską-Anczkiewicz i in. (2002). W Świątoszówce opróbowano odkrywkę w południowej części potoku Łańskiego, na południe od szosy Bielsko Białą-Skoczów (zob. Wieser, 1985, Fig. 7). W Żywcu opróbowano dwie intruzje skały cieszynitowej, w dobrze znanym profilu Soły (np. Nowak, 1971; Grabowski i in., 1996; Ślącza & Kamiński, 1998). Intensywnie pofałdowany fragment płaszczowiny cieszynskiej odsłania się tam przy wschodniej krawędzi żywieckiego okna tektonicznego, przy kontakcie z jednostkami przedmagurską i magurską (ryc. 1).

Metody

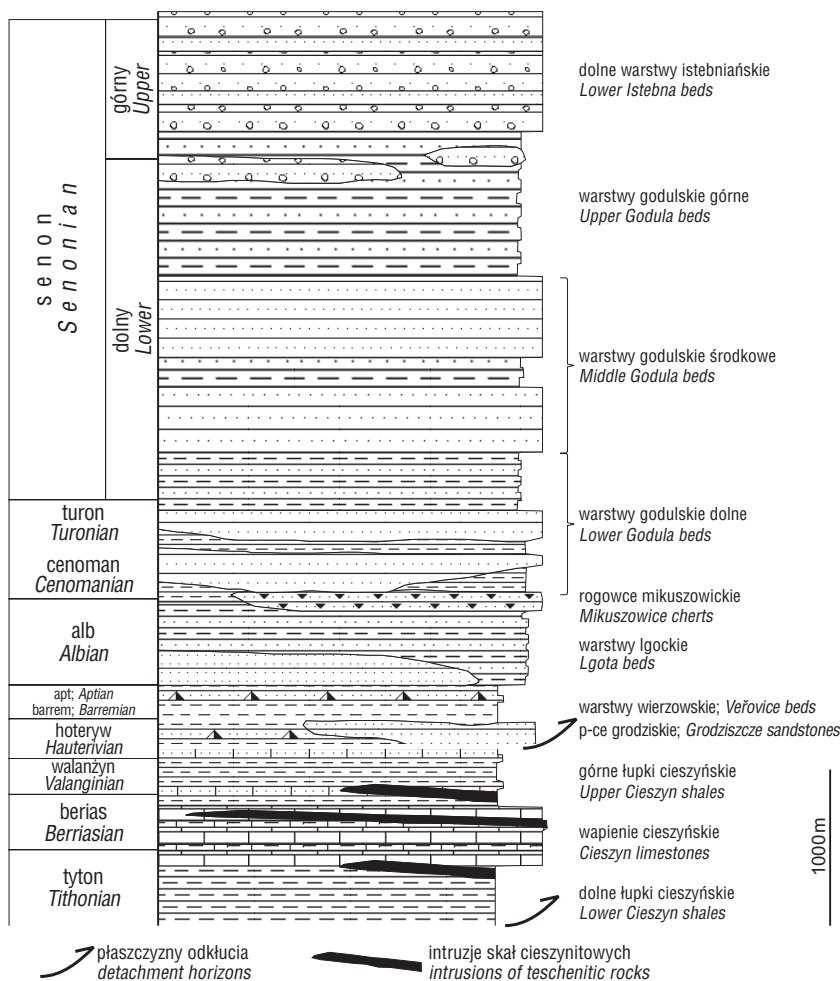
Datowanie metodą K–Ar przeprowadzono na próbkach „całej skały” oraz monomineralnych separatach amfiboli i biotytów. Frakcję 0,2–0,3 mm podzieleno na dwie części w celu oznaczenia zawartości potasu metodą rentgenowskiej spektroskopii fluorescencyjnej (XRF) oraz pomiaru zawartości argonu przy użyciu spektrometru mas z próżnią statyczną. Separaty monomineralne przygotowano w Instytucie Nauk Geologicznych PAN w Krakowie, z ziaren o frakcji 350–120 µm zgodnie ze standardowymi procedurami (zob. np. Geyh & Schleicher, 1990) stosując separację magnetyczną, hydrodynamiczną oraz (na końcowym etapie) ręczne wybieranie ziaren. Oznaczenia potasu wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG na spektrometrze Philips PW 2400. Pomiary zawartości argonu radiogenicznego wykonano metodą wzorca wewnętrznego w Pracowni Spektrometrii Mas IF UMCS w Lublinie na zmodyfikowanym spektrometrze MS-10. Jedną z próbek (PU6 — zob. tab. 1) datowano w Instytucie Badań Jądrowych w Debreczynie (Węgry). Każda próbka była stapiana w temperaturze 1300°C w dwupróżniowym tyglu argonowej linii ekstrakcyjno-oczyszczającej. Jako znacznika użyto czystego argonu-38. Zawartość argonu atmosferycznego oznaczono za pomocą pomiaru piku argonu-36 w widmie masowym. Po każdym cyklu pomiarowym wykonywano ślepy pomiar w temperaturze ok. 1350°C dla sprawdzenia czy z próbki został uwolniony/wyekstrahowany cały argon.

Analizy chemiczne amfiboli wykonano w PIG w elektronowym mikroskopie skaningowym JEOL JSM-35 wyposażonym w spektrometr dyspersyjnej energii EDS (system Link ISIS). Stosowano napięcie przyspieszające 20 kV i prąd wiązki 2 nA przy średnicy około 1 µm. Kalibrację układu analitycznego przeprowadzono na metalicznym kobalcie przy czasie analizy 50 s. Używano zestawów wzorców naturalnych i syntetycznych. Wyniki mikroanaliz korygowano metodą ZAF.

W celu sprawdzenia wieku skał osadowych, w których występują datowane intruzje przeprowadzono oznaczenia przewodniej mikrofauny (otwornic). Wiek przewodnich zespołów otwornicowych znanych z warstw cieszynskich, oznaczono na podstawie zasięgów zawartych w pracach Gerocha (1966), Bieleckiej i Gerocha (1977), Olszewskiej (1997), Szydło i Jugowiec (1996) oraz Szydło (2003).

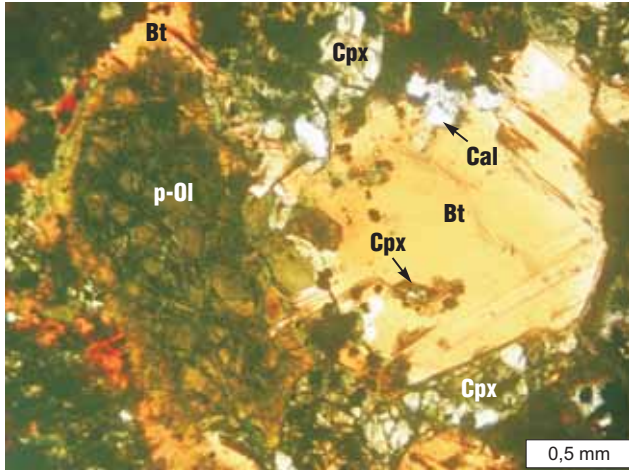
Petrografia

Międzyrzecze. Badana skała to alkaliczny pikryt biotytowo-piroksenowy o strukturze porfirowej z dużymi (do 7 mm średnicy) fenokryształami oliwinu, całkowicie przeobrażonego w bowlingit, oraz mniejszymi fenokryształami augitu tkwiącymi w drobnoziarnistym cieście skalnym z udziałem ciemnego szkliwa. Typową formą występowania brunatnego biotyту (ryc. 3) są duże ksenomorficzne poikiloblasty z wzrostkami klinopiroksenu, oliwinu (przeobrażonego w bowlingit), apatyту, tytanomagnetytu i zmienionego



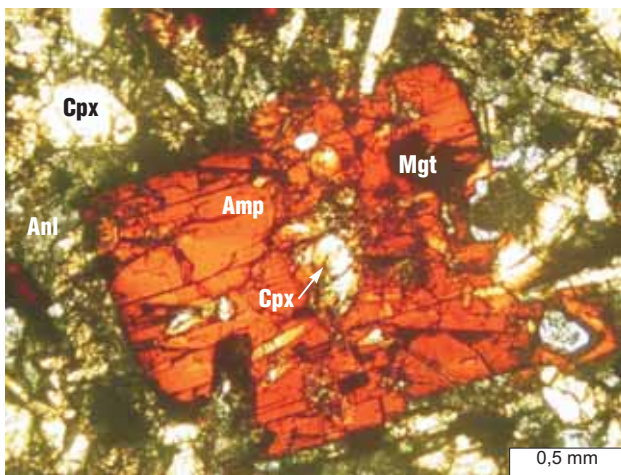
Ryc. 2. Schemat stratygraficzny jednostki śląskiej
Fig. 2. Stratigraphical scheme of the Silesian unit

szkliwa. Rzadko spotyka się bezładne skupienia drobnych łusek nieco bledszego biotyty. Charakterystycznym minerałem podrzędnym jest granat ciemnobrunatny do prawie czarnego. Pospolitym składnikiem jest tytanomagnetyt, podczas gdy apatyt jest znacznie rzadszy. Sporadycznie obserwuje się ziarna brunatnoczerwonego spinelu chromowego z nieprzezroczystą obwódką chromonośnego tytanomagnetytu (zob. Włodyka i in., 1999). Obecne są także drobnoziarniste enklawy zbudowane z bowlingitu, klinopiroksenu i tytanomagnetytu, będące najprawdopodobniej



Ryc. 3. Alkaliczny pikryt biotytyowo-piroksenowy z Międzyrzecza (próbka MD 1). Zaokrąglone fenokryształy oliwinu, otoczone biotytem (Bt), uległy całkowitemu przeobrażeniu w bowlingit (p-Ol). Duże ziarno biotyty zawiera wrostki klinopiroksenu (Cpx) oraz tlenków Fe-Ti. Bez analizatora

Fig. 3. Photomicrograph of alkali biotite-pyroxene picrite from Międzyrzecze (sample MD1). Rounded olivine phenocryst is completely replaced by bowlingite (p-Ol) and rimmed by biotite (Bt); a large biotite grain contains inclusions of clinopyroxene (Cpx) and Fe-Ti oxides and is weakly replaced by carbonate (Cal). Plain polarized light

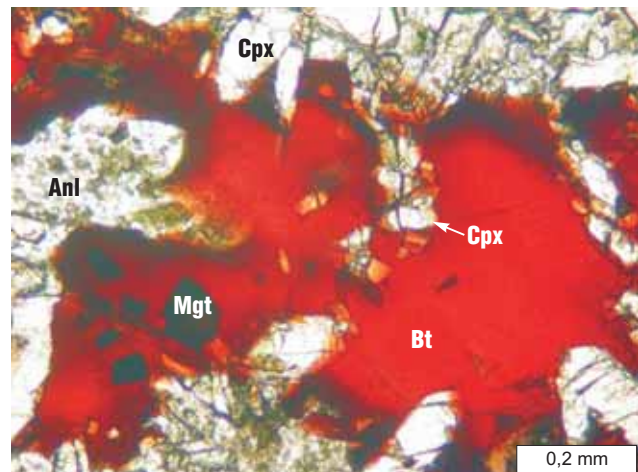


Ryc. 4. Alkaliczny lamprofir z Puńcowa (próbka P4). Duże ziarno amfibolu (Amp) zawiera wrostki klinopiroksenu (Cpx) oraz tytanomagnetytu (Mgt); drobnoziarniste ciasto skalne składa się z klinopiroksenu, analcymu (Anl) oraz tlenków Fe-Ti. Bez analizatora

Fig. 4. Photomicrograph of alkaline lamprophyre from Puńców (sample P4). A large grain of amphibole (Amp) containing inclusions of clinopyroxene (Cpx) and Ti-magnetite (Mgt); fine-grained groundmass composed of clinopyroxene, analcite (Anl) and Fe-Ti oxides. Plain polarized light

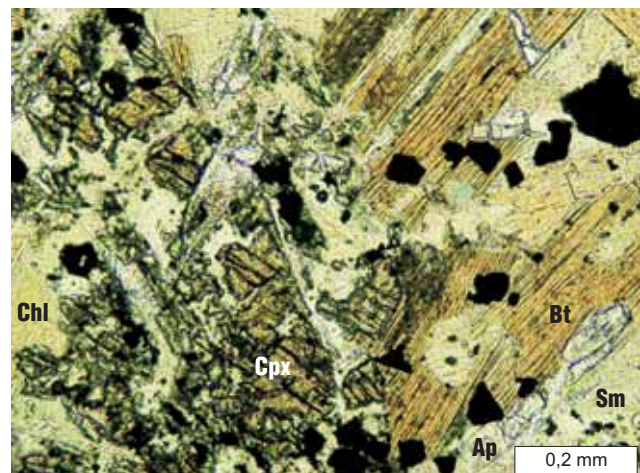
rozczłonkowanymi fragmentami perydotytowych ksenolitów płaszczca. Obserwuje się też wtórne węglany oraz chloryty.

Rudów. Występują tutaj cieszynity o składzie analcymowego monzonitu. Są to skały grubo- i średnioziarniste, których główne składniki stanowią: augit tytanowy (słupki do 5,5 mm długości), alkaliczne skalenie, plagioklasy oraz analcym. Dość pospolitym składnikiem podrzędnym jest amfibol, często obrastający klinopiroksen. Zawiera on wrostki augitu i apatytu i towarzyszą mu krzemiany warstwowe z grupy smektytu. Skład chemiczny amfiboli wskazuje na bogaty w tytan kersutyt lub ferrokersutyt o zawartości potasu typowej dla tej grupy amfiboli i porównywalnej z zawartością tego pierwiastka w datowanych koncentratkach amfibolowych (tab. 1). Plagioklaz występu-



Ryc. 5. Alkaliczny lamprofir z Puńcowa (próbka P5). Świeże ziarno biotyty (Bt) z wrostkami klinopiroksenu (Cpx) i tytanomagnetytu (Mgt). Obok biotyty ziarno analcymu. Bez analizatora

Fig. 5. Photomicrograph of an unaltered biotite grain (Bt) with inclusions of clinopyroxene (Cpx) and Ti-magnetite (Mgt); analcite grain is visible near to biotite. Alkaline lamprophyre from



Ryc. 6. Skała zmetasomatyżowana z Żywca (próbka Z9). Widoczne liczne ziarna biotyty (Bt) oraz relikty klinopiroksenu (Cpx) w tle złożonym z minerałów grupy smektytu (Sm), chlorytu (Chl) oraz tlenków Fe-Ti, z akcesorycznym apatytom (Ap). Bez analizatora

Fig. 6. Photomicrograph of metasomatized rock from Żywca (sample Z9). Numerous biotite grains (Bt) and relics of clinopyroxene (Cpx) in a matrix of smectite-group mineral (Sm), chlorite (Chl) and Fe-Ti oxides, with accessory apatite (Ap). Plain polarized light

je najczęściej w postaci dużych kryształów tabliczkowych, podczas gdy skalenie alkaliczne i analcym wypełniają przestrzenie międzyziarnowe. Analcym jest częściowo pierwotny, ale zastępuje także skalenie. Minerale jasne na ogół obfitują w nieprzeznaczyste wrostki i inkluzje fluidalne. Minerale akcesoryczne to: apatyt, tytanit oraz tytanomagnetyt. Pospolitymi minerałami wtórnymi są chloryty, węglany oraz produkty przemian skaleni: prehnit wraz z włóknistymi skupieniami tomsonitu.

Puńców. Skały z tej lokalizacji sklasyfikowano jako alkaliczny lamprofir typu kamptonitu. Występują tu dwie odmiany: mezo- i melanokraticzna. Odmiana jaśniejsza to skała o strukturze porfirowatej, składająca się głównie z augitu tytanowego (idiomorficzne słupki do 3 mm długości) oraz dużych (1–3,6 mm) ziaren brązowego amfibolu (ryc. 4). Klinopiroksen występują także w postaci mniejszych ziaren i skupień mikrolitów w cieście skalnym. Skład chemiczny amfiboli jest bardzo podobny do amfiboli z Rudowa. Koncentracje potasu w kersutycie są zbliżone do zawartości tego pierwiastka w monomineralnych koncentratkach amfibolowych z próbek P2, P4 i P5 (tab. 1). Amfibol jest zazwyczaj dość świeży, ale zawiera liczne wrostki klinopiroksenu, apatyty, rzadziej tytanomagnetytu i okrągławych zielonych agregatów krzemianów warstwowych. Brunatnoczerwony biotyt (ryc. 5) pełni rolę niezbyt liczego minerału podrzędnego. W interstycjach są obecne w niewielkiej ilości trudne do dokładnej identyfikacji skalenie, agregaty prehnitu, niewielka ilość węglanów oraz bezbarwne szkliwo ulegające chlorytyzacji i analcymizacji, a miejscami także zeolityzacji. Pospolite są słupki apatyty, często bardzo silnie wydłużone (maks. 2 mm). Tytanomagnetyt tworzy dość duże ziarna (najczęściej 0,1–0,2 mm), po części zmienione, niekiedy w postaci pseudomorfoz getytowych. Sporadycznie jest spotykany akcesoryczny tytanit. W odmianie melanokraticznej amfibolu jest wyraźnie więcej niż augitu i biotyty.

Żywiec. Występują tu skały zmetasomatyzowane o reliktywnej strukturze magmowej. Pierwotny charakter skały magmowej jest trudny do ustalenia: być może należała do grupy monchikitów (por. Smulikowski, 1929). Skała zbudowana jest głównie z chlorytu, bladozielonych agregatów

minerału z grupy smektytu i węglanów. Krzemiany warstwowe, wykształcone w postaci różnej wielkości blaszek lub drobnokrystalicznych agregatów oraz ziemistych skupień kryptokrystalicznych, grają rolę tła lub tworzą pseudomorfozy po pierwotnych minerałach ciemnych. Wraz z węglanami wypełniają także spękania. Charakterystyczne są węglanowe i węglanowo-chlorytowe, z rozproszonymi tlenkami tytanu, pseudomorfozy po augicie o silnie wydłużonym pokroju przeciekowym lub słupkowym. Ponadto występują skalenie reprezentowane przez albit, kwarc i reliktowy bladobrunatny biotyt. W większości próbek biotyt jest rzadki (np. w próbce Z11), ale czasem występuje w większych nagromadzeniach (próbka Z9 — ryc. 6). Obie próbki były datowane i różnią się wyraźnie zawartością potasu (tab. 1). Bardzo obfity jest apatyt w postaci przeważnie silnie wydłużonych słupków (do 2,5 mm). Pospolite są przezroczyste tlenki tytanu (anataz, brookit), leukoksen oraz tlenki żelaza. Chlorytyzacja i karbonatyzacja pierwotnej skały magmowej zachodziła prawdopodobnie w fazie hydrotermalnej metasomatozy przy udziale roztworów doprowadzających z zewnątrz węglan wapnia (Smulikowski, 1929).

Świętoszówka. Skałę można zdefiniować jako zmieniony doleryt o reliktywnej strukturze subofitowej lub intergranularnej i teksturze migdałkowej. Głównymi składnikami są plagioklaz oraz chloryt, który zastąpił pierwotny piroksen. Chloryt tworzy przeważnie drobno- i mikrokrystaliczne agregaty pomiędzy tabliczkami plagioklazu. W bardzo podrzędnej ilości występujący brunatny biotyt jest wypierany przez chloryt. Bardzo pospolite są drobne, grudkowate skupienia tlenków tytanu; rzadsze są tlenki żelaza. Nieliczne duże ziarna tlenków żelaza (do 1 mm), po części zresorbowane, występują w asocjacji z chlorytem i węglanami. Drobne ziarna reliktywnego augitu są obecne w ilościach śladowych. Charakterystyczne pęcherze pogazowe są wypełnione przez promieniste skupienia blaszek chlorytu, którym zwykle towarzyszą w centralnych partiach migdałów grubokrystaliczne węglany oraz sporadycznie piryty. W niewielkiej ilości występują także małe gniazda kwarcu.

Tab. 2. Porównanie wieku radiometrycznego intruzji cieszyńskich z wiekiem skał otaczających

Table 2. Comparison of K–Ar ages of teschenitic rocks with biostratigraphic ages of surrounding sedimentary rocks

Lokalizacja <i>Locality</i>	Jednostka litostratigraficzna <i>Lithostratigraphic unit</i>	Wiek zespołów otwornicowych <i>Age of foraminiferal assemblages</i>	Najst. możliwy wiek intruzji (mln lat) <i>Maximum age of intrusion [Ma]</i>	Wiek radiometryczny (mln lat) <i>Radiometric ages [Ma]</i>
Międzyrzecze	wapień cieszyńskie <i>Cieszyn Limestones</i>	późny tyton <i>Late Tithonian</i>	144,7–141,6* 146–144,2**	133,4–126,4 (B) 136,5–133,1 (WR)
Rudów	górne łupki cieszyńskie <i>Upper Cieszyn Shales</i>	późny walanżyn <i>Late Valanginian</i>	134–131* 136–132**	112,5 (A) 73–63,6 (WR)
Puńców	strefa kontaktu między wapieniami a górnymi łupkami cieszyńskimi <i>contact zone between Cieszyn Limestones and Upper Cieszyn Shales</i>	walanżyn–hoteryw <i>Valanginian–Hauterivian</i>	135,8–126* 137–127**	111,7–89,6 (A) 137,9–134,9 (B) 89,7–89 (WR)
Żywiec	wapień cieszyńskie <i>Cieszyn Limestones</i>	brak otwornic (kalpionellidy beriasu) <i>lack of foraminifers (Berriasian calpionellids)</i>	141,6–135,8* 144,2–137**	148,6–143,5 (WR)
Świętoszówka	górne łupki cieszyńskie <i>Upper Cieszyn Shales</i>	hoteryw <i>Hauterivian</i>	131–126* 132–127*	100,3–93,7 (WR)

A — amfibol, *amphibole*; B — biotyt, *biotite*; WR — „cała skała”, *whole rock*; * — „bezwzględny” wiek wydzieleni stratygraficznych wg Channell i in. 1995, „absolute” ages of stratigraphical divisions after Channell et al. (1995) time scale; ** — „bezwzględny” wiek wydzieleni stratygraficznych wg Gradstein i in., 1994, „absolute” ages of stratigraphical divisions after Gradstein et al. (1994) time scale

Rezultaty i dyskusja

Jak wynika z tabeli 1 kredowy wiek skał cieszynitowych uzyskał kolejne potwierdzenie. Uzyskane daty mieszczą się jednak w dość szerokim przedziale czasowym: 148,6–63,6 mln lat (wczesny tyton–wczesny paleocen). Zwraca uwagę, że daty uzyskane z koncentratów biotyty (137,9–126,4 mln lat) są systematycznie starsze od tych uzyskanych z amfiboli (112,5–89,9 mln lat). Daty oparte na „całej skale” są bliższe albo wiekom „biotytytowym” (Międzyrzecze, Żywiec), albo amfibolowym (Puńców, Świątoszówka) lub znacznie młodsze (Rudów). Niemożliwe jest aby ta różnica odzwierciedlała rzeczywiste różnice w czasie krystalizacji biotyty i amfibolu: oba minerały krystalizowały z tego samego stopu, a magma cieszynitowa musiała stygnąć dość szybko, gdyż intruzje nie były zbyt głębokie (Smulikowski, 1929; 1980; Mahmood, 1973). Ucieczkę Ar z amfiboli w wyniku późniejszego wydarzenia termicznego należałoby raczej wykluczyć. Temperatury zamknięcia systemu K–Ar (Geyh & Schleyher, 1990) są niższe dla biotyty (350–400°C) niż dla hornblendy (500–700°C). W przypadku regionalnego podgrzania to raczej hornblenda zachowałaby pierwotny wiek stygnięcia skały.

Wobec niejednoznaczności w interpretacji wyników datowań radiometrycznych i w celu określenia najstarszego możliwego wieku datowanych intruzji przeprowadzono porównano uzyskane daty z wiekiem skał otaczających, wyznaczającym najstarszy możliwy wiek intruzji (tab. 2).

W Międzyrzeczu i Żywcu skały cieszynitowe intrudują w obrębie wapieni cieszynskich, które obejmują górny tyton i berias (Nowak, 1976). Wiek wapieni cieszynskich w Międzyrzeczu określono na późny tyton (tab. 2). Trzy uzyskane daty wskazują na walańczyński wiek pikrytu (136,5–133,1 mln lat), czwarta — na wczesny barrem (126,4 mln lat). Walańczyn przyjęto więc jako bardziej prawdopodobny czas stygnięcia intruzji. Krystaliczna struktura pikrytu świadczy, że intruzja musiała stygnąć pod pewnym nadkładem. Młodszy wiek biotyty z próbki MD 1 jest najprawdopodobniej efektem wtórnych przemian (ryc. 3). W wapieniach cieszynskich z profilu w Żywcu nie znaleziono otwornic, jednak na podstawie występujących tam kalpionellidów uważa się, że reprezentują one wyższą część serii, należąca do beriasu (Nowak, 1970). Daty uzyskane metodą K–Ar są tutaj jednak, paradoksalnie, nieco starsze od wieku skał otaczających intruzję. Wiek próbki Z9 przypada na wczesny berias tylko w skali według Gradsteina i in. (1994). Wiek próbki Z11 jest niewątpliwie tytoniński. Ponieważ zawartość potasu w tej próbce jest stosunkowo niewielka, należy przyjąć wiek próbki Z 9 (143,5 mln lat — wczesny berias) za bardziej wiarygodny.

Intruzje lamprofirów w Puńcowie występują w strefie kontaktowej między wapieniami a górnymi łupkami cieszynskim. Próbkę pobrane z górnych łupków cieszynskich zawierają mikrofaunę wieku walańczyn–hoteryw (tab. 2). Z uwagi na bliskość wapieni cieszynskich należy raczej przyjąć walańczyński wiek skał otaczających intruzję. Z intruzji w Puńcowie uzyskano najwięcej dat, gdyż datowano tutaj biotyty, amfibole oraz „całe skały”. Różnica pomiędzy wiekiem biotyty i amfiboli wynosi aż 27 do 42 mln lat. Wiek skał otaczających jest bliższy wieku „biotytoowemu”, który w próbce P4 przypada na późny berias–najwcześniejszy walańczyn, a w próbce P5 na walańczyn.

Ponieważ intruzja jest uważana za niemal powierzchniową — opisywano stowarzyszone z nią skały piroklastyczne (Gucwa i in., 1971) — wiek stygnięcia powinien być bliski wiekowi skał otaczających. Z tego względu wieki amfibolowe, wskazujące na alb lub późną kredę należy uważać za mniej wiarygodne.

W Świątoszówce i Rudowie skały cieszynitowe intrudują w obrębie górnych łupków cieszynskich. Na podstawie zespołów otwornicowych wiek skał otaczających intruzje określono jako hoteryw (Świątoszówka) i późny walańczyn (Rudów) (tab. 2). Intruzja w Świątoszówce również jest uważana za bardzo płytką (Wieser, 1971). Wylewny charakter skały potwierdzają obserwacje w płytkach cienkich (obecność pęcherzy z odgazowania). Z tego względu uzyskany wiek radiometryczny, wskazujący na alb–cenoman (tab. 2) nie może być w pełni wiarygodny. Należałoby, podobnie jak w Puńcowie, oczekiwać raczej wieku zbliżonego do skał otaczających. Daty uzyskane w Rudowie są znacznie młodsze od wieku górnych łupków cieszynskich. Średnio- i grubokrystaliczna struktura skały cieszynitowej wskazuje, że mogła ona stygnąć powoli, pod pewnym nadkładem. Jednak duża różnica w wieku uzyskanym z amfibolu i „całej skały” świadczy, że skała nie stanowiła systemu zamkniętego i następowała ucieczka argonu. Jednak i wiek amfibolowy (112,5 mln lat) wydaje się nieco za młody, w porównaniu z datowaniem przeprowadzonym przez Lucińską-Anczkiewicz i in. (2002), gdzie metodą Ar/Ar na amfibolach uzyskano wiek przeszło 10 mln lat starszy. Podobnie więc, jak w intruzji Puńcowa, wiek K–Ar określany na amfibolach może być zaniżony.

Podsumowując, daty które można by uznać za wiek stygnięcia skał, uzyskano tylko z preparatów biotytytowych oraz całych skał w pikrycie z Międzyrzecza oraz z biotytyłów lamprofiru z Puńcowa. Również wiek „całej skały” cieszynitu żywieckiego można, pod pewnymi zastrzeżeniami (zob. niżej), uznać za bliski wieku krystalizacji. Zastrzeżenia te wynikają z silnego przeobrażenia metasomatycznego i/lub hydrotermalnego intruzji w Żywcu, co mogło wiązać się z dostarczeniem „dodatkowego argonu” (*excess Ar*; zob. Kelley, 2002). O tym, że zjawisko takie istotnie mogło mieć miejsce, świadczy nieco starszy od maksymalnego możliwego wiek K–Ar. Wiek skał otaczających intruzje żywieckie określono jednak tylko na podstawie literatury (Nowak, 1970), gdzie brak jest wystarczającej dokumentacji. Dlatego też rzeczywisty błąd datowania cieszynitu żywieckiego, na obecnym etapie badań, nie jest możliwy do określenia.

Pozostaje do wyjaśnienia kwestia, skąd wzięły się tak znaczne różnice wieku między amfibolami i biotytyami. Nie stwierdzono w amfibolach obecności wtórnych wrostków minerałów o wysokiej zawartości potasu (np. jasnych łuszczaków), które mogłyby „odmłodzić” wiek badanych ziaren. Co więcej, zawartość potasu w datowanych koncentraty amfiboli jest zbliżona do tej, określonej za pomocą mikrosondy, co wyklucza domieszkę innego minerału zawierającego dodatkowy potas w koncentraty. Wydaje się więc, że zaniżone wieki hornblendy muszą być związane z wtórnymi zmianami (zeolityzacja, chlorytyzacja), które spowodowały ucieczkę argonu. Zmiany te nie spowodowały zaburzeń stosunku $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ w biotytycie, co można tłumaczyć, za Geyhem i Schleicherem (1990), że niewielkie hydrotermalne przeobrażenia tego minerału powodują utratę

K i Ar w równym stopniu, nie wpływając na wyniki oznaczenia wieku.

Wnioski

1. Nowe wyniki datowań zróżnicowanych skał cieszyńskich (zachodnia część Karpat zewnętrznych, płaszczowina śląska), przeprowadzonych metodą K–Ar, potwierdziły wczesnokredowy wiek badanych skał. Stosunkowo duży rozrzut wyników (od 148,6 do 63,6 mln lat) wynika najprawdopodobniej z wtórnych przeobrażeń (chlorytyzacja, zeolityzacja). Wieki uzyskane na ziarnach biotyту oraz próbkach „całej skały” z pikrytu z Międzyrzecza (133,4±0,9, 136,5±1,0, 133,1±0,9 mln lat), oraz na ziarnach biotyту z lamprofiru z Puńcowa (137,9±1,0, 134,9±1,5 mln lat) są najbardziej wiarygodne i mogą być uznane za wiek stygnięcia intruzji (walańżyn). Nie można wykluczyć, że skały cieszyńskie z Żywca są jeszcze starsze (143,5 ± 1,0 mln lat — wczesny berias), jednak data ta może być obarczona większym błędem, ze względu na bardzo silne przeobrażenia hydrotermalne intruzji.

2. Dane radiometryczne uzyskane w niniejszej pracy oraz przez Lucińską-Anczkiewicz i in. (2002) wskazują, że magmatyzm cieszyński mógł trwać kilkanaście milionów lat, od walańżynu do barremu/aptu, przy czym „typowe”, krystaliczne odmiany cieszyńskie byłyby najmłodsze. Należy jednak podkreślić, że K–Ar nie jest metodą optymalną do datowania tych skał i zastosowanie innych metod (np. Ar–Ar) byłoby wskazane dla lepszego udokumentowania starszych faz magmatyzmu cieszyńskiego.

Autorzy są wdzięczni za krytyczne uwagi R. Anczkiewicz (University College, Londyn; Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie), K. Balogha (Institute of Nuclear Research, Debreczyn), S. Hałasa (UMCS, Lublin) oraz anonimowego recenzenta.

Badania sfinansowano w ramach badań statutowych Państwowego Instytutu Geologicznego (z funduszy Komitetu Badań Naukowych, projekt nr 6.20.1433.00.0).

Literatura

- BIELECKA W. & GEROCH S. 1977 — Quelques Foraminifères du Jurassique supérieur des Carpathes externes polonaises. *Ann. Mines Géol.*, 28: 185–199.
- CHANNELL J.E.T., ERBA E., NAKANISHI M. & TAMAKI K. 1995 — A Late Jurassic–Early Cretaceous timescale and oceanic anomaly block models. [In:] *Geochronology, timescales, and stratigraphic correlation*, W.A. Berggren, D.V. Kent, M. Aubry, J. Hardenbol (eds.). *SEPM Spec. Publ.*, 54: 51–64.
- GEROCH S. 1966 — Small foraminifers in the Lower Cretaceous of Silesian unit in the Polish Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36: 413–480.
- GEROCH S., NOWAK W. & WIESER T. 1978 — Cieszyńskie w wtórnym złożu w utworach dolnej kredy Beskidu Małego. *Mat. Konfer.*, Kraków, 22–24.04. 1978.
- GRABOWSKI J., NAWROCKI J., NESCIERUK P., WÓJCIK A., OLSZEWSKA B. 1996 — A4. Żywiec, dolna kreda jednostki śląskiej w profilu Soły. [In:] *Poprawa D., Rączkowski W. (eds.) Przew.* 67 Zj. *Pol. Tow. Geol.*, Szczyrk 6–9 czerwca 1996: 73–81.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. 1994 — A Mesozoic time scale. *Jour. Geophys. Res.*, 99: 24051–24074.
- GEYH M.A. & SCHLEICHER H. 1990 — *Absolute age determination*. Springer Verlag.
- GUCWA I., NOWAK W. & WIESER T. 1971 — Przejawy wulkanizmu podmorskiego w neokomie zachodnich Karpat fliszowych. *Kwart. Geol.*, 15: 734–735.
- HOHENEGGER L. 1861 — Die geognostischen Verhältnisse der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zur geognostischen Karte der Nordkarpathen. *Jour. Perthes*. Gotha.
- HOVORKA D. & SPIŠIAK J. 1993 — Mesozoic volcanic activity of the Western Carpathian segment of the Tethyan Belt: Diversities in time and space. *Jb. Geol. B-A.*, 136: 769–782.
- KELLEY S. 2002 — Excess argon in K–Ar and Ar–Ar geochronology. *Chemical Geol.*, 188: 1–22.
- KONIOR K. 1977 — Jeszcze w sprawie wieku cieszyńskich. *Kwart. Geol.*, 21: 499–513.
- KOSZARSKI L. & ŚLĄCZKA A. 1976 — Cretaceous. The Outer (Flysch) Carpathians. [In:] *Sokołowski S. (ed.) Geology of Poland vol. 1. Stratigraphy*, p. 2 Mesozoic. *Wyd. Geol.*: 657–662.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1964 — On the Tectonics of the Cieszyn Zone. A Reinterpretation. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Géol. Géogr.*, 12.
- KUDELAŠKOVÁ J. 1987 — Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, Outer Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 38: 545–573.
- LUCIŃSKA-ANCZKIEWICZ A., VILLA I.M., ANCZKIEWICZ R. & ŚLĄCZKA A. 2002 — 40Ar/39Ar dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 53: 45–52.
- MAHMOOD A. 1973 — Petrology of the teschenitic rock series from the type area of Cieszyn in the Polish Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 43: 153–216.
- MATĚJKA A. & ROTH Z. 1953 — Zpráva o geologickem mapování v širším okolí Stařice a Brušperka. *Zprávy o geol. vyzkumech v roce 1952*: 57–61.
- NOWAK W. 1968 — Stomiosphaerids of the Cieszyn Beds (Kimmeridgian-Hauterivian) in the Polish Cieszyn Silesia and their stratigraphical value. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 38: 275–327.
- NOWAK W. 1970 — Zagadnienie litologicznej i stratygraficznej korelacji wapieni cieszyńskich na obszarze Kotliny Żywieckiej. *Kwart. Geol.*, 14: 916–917.
- NOWAK W. 1971 — Geologiczne spostrzeżenia nad występowaniem cieszyńskich w profilu rzeki Soły na obszarze Kotliny Żywieckiej. *Kwart. Geol.*, 15: 725–726.
- NOWAK W. 1976 — Jurassic. The Outer (Flysch) Carpathians — Cieszyn zone. [In:] *Sokołowski S. (ed.) Geology of Poland, vol. 1. Stratigraphy*, p. 2 Mesozoic. *Wyd. Geol.*: 413–420.
- NOWAK W. & WIESER T. 1978 (ed.) — *Pozycja stratygraficzna cieszyńskich i warunki ich występowania*. *Mat. Konfer.*, Kraków, 22–24 kwietnia 1978.
- OLSZEWSKA B. 1997 — Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 325–337.
- ROTH Z. 1967 — Nova geologická mapa střední části Moravskoslezských Beskyd (Frydlandt nad Ostravici). *Zprávy o geol. vyzkumech v roce 1966*: 191–193.
- ŠMID B. 1962 — Přehled geologie a petrografie hornin teschenitické asociácie na severním upáti Beskyd. *Geol. Pr.*, 63: 53–60.
- SMULIKOWSKI K. 1929 — Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. *Arch. Nauk. we Lwowie*, III, vol. V, 1: 1–122.
- SMULIKOWSKI K. 1980 — Uwagi o cieszyńskiej prowincji magmowej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 50: 41–54.
- SZYDŁO A. 2004 (w druku) — Otwornice warstw cieszyńskich z Pogórza Cieszyńskiego, Karpaty zewnętrzne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*
- SZYDŁO A. & JUGOWIEC M. 1999 — Foraminifera and calcareous nannoplankton assemblages from ? Tithonian–Neocomian “Cieszyn Beds” (Silesian Unit), Polish Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50: 203–211.
- ŚLĄCZKA A. & KAMIŃSKI M.A. 1998 — A guidebook to excursions in the Polish Flysch Carpathians. *Grzybowski Foundation Spec. Publ.*, 6.
- WIESER T. 1971 — Przeobrażenia egzo- i endokontaktowe związane z cieszyńskimi Karpat fliszowych Polski. *Kwart. Geol.*, 15: 901–922.
- WIESER T. 1985 — The teschenite formation and other evidences of magmatic activity in the Polish Flysch Carpathians and their geotectonic and stratigraphic significance. [In:] *Wieser T. (ed.) Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians. Guide to excursion 1*. CBGA XIII Congress, Cracow 1985: 23–36.
- WŁODYKA R., KARWOWSKI Ł. & STARNAWSKA E. 1999 — Chromium-bearing spinels from glimmerite sill in Międzyrzecze near Bielsko-Biała. *Miner. Soc. Poland, Spec. Pap.*, 14: 140–142.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R. & GUCIK S. 1989 — Map of tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland, 1 : 500 000. *Państw. Inst. Geol.*