

Ciemne, andezytopodobne wulkanity z Zalusu k. Krakowa

Jarosław Musiał*, Marek Muszyński*

Pojawienie się ciemnych (ciemnoszarych) skał wulkanicznych w obrębie typowych, rdzawoczerwonych i zielonoszarych porfirów kwarcowych eksploatowanych w Zalusie koło Krzeszowic (około 20 km na W od Krakowa), jako pierwszy zasygnalizował Harańczyk (Harańczyk, 1989), uznając je — na podstawie obserwacji makro- i mikroskopowych — za andezyty. Skały te cytowany autor traktuje jako wypełnienie młodszego komina wulkanicznego, przebijającego zasadniczą masę porfiry tworzącego zalaski lakolit, i koreluje z podobnymi utworami z okolic Dubia (około 10 km na NNE od Zalusu), klasyfikowanymi jako hornblendowe andezyty, dacyty bądź trachyandezyty (Harańczyk, 1980, 1982; Muszyński & Pieczka, 1992, 1993). W efekcie postępującej eksploatacji porfirów, w pierwszej połowie lat dziewięćdziesiątych odsłonięto na najniższym, IV. poziomie (273 m n.p.m.), we wschodniej części łomu, jeszcze ciemniejsze skały — szaroczarne do czarnych z niezbyt licznymi jaśniejszymi fenokryształami. Tworzą one nieregularną formę, o rozczłonkowanych zarysach i rozmytych, nie intruzywnych kontaktach z otaczającą, zasadniczą skałą porfirową. W latach 1994 i 1995 pobrano próbki z najciemniejszych fragmentów omawianych skał, poddając je badaniom mikroskopowym (w świetle przechodzącym i odbitym) oraz analizom rentgenograficznym i chemicznym. Ich celem było ustalenie pozycji systematycznej tych utworów oraz próba ustosunkowania się do ich genezy.

Cechy strukturalno-teksturalne i skład mineralny

Badane skały cechuje struktura holokrystaliczno-porfirowa, fragmentami glomeroporfirowa, o felsytowym do wyraźnie mikropoikilitowego wykształceniu ciasta skalnego. Tekstura jej jest zbita, beładna lub fluidalna. W całości skał widoczne są przejawy protoklazy fenokryształów, a także miejscami składników tła, o różnej intensywności. Fenokryształy — występujące w ilości około 16–20% obj. — stanowią: plagioklasy, pseudomorfozy po amfibolach z relikami tych minerałów, biotyt, minerały rudne, apatyt i sporadycznie cyrkon (tab. 1).

Fenokryształy plagioklazów osiągają wielkość około 8 mm. Z reguły obserwuje się ich protoklazę (ryc. 1) — niekiedy intensywną, zacierającą w różnym stopniu ich budowę bliźniaczą (zbliźniczenia albitowe, peryklinowe i/lub karlsbadzkie) i pospolitą — pasową. Dotyczy to zwłaszcza fenokryształów o większych rozmiarach, wykazujących przeważnie złożoną, bliźniaczo-glomerofirową budowę. Oprócz zaburzeń mechanicznych fenokryształy plagioklazów wykazują często obtopienie, które miało miejsce po ich protoklazi. Są one natomiast jedynie w niewielkim stopniu przeobrażone; niekiedy tylko obserwuje się słabą ich chloryzację i sporadycznie — serycytyzację. Stosunkowo pospolite są w fenokryształach plagioklazów wrostki minerałów rudnych i apatyty oraz sporadycznie cyrkonu i biotyty. Z oznaczeń mikroskopowych wynika, że chemizm fenokryształów pla-

gioklazów zmienia się od oligoklazu An_{20} do labradoru An_{55} , przy przewadze andezynu An_{35-45} .

Rozmiary pseudomorfoz po fenokryształach amfiboli nie przekraczają 2 mm wielkości. Tworzą je: drobne, słupkowe i igiełkowe kryształy ortopiroksenów, substancja typu opacytu oraz często biotyt (ryc. 2). Ten ostatni wydaje się być najmłodszym ich składnikiem. W pseudomorfozach poamfibolowych obserwuje się ponadto niekiedy wtórny kwarc i plagioklaz (albit?) oraz wrostki minerałów rudnych. Niektóre pseudomorfozy zawierają jeszcze relikty pierwotnych amfiboli (ryc. 2–4), reprezentujących grupę hornblendy (barwy pleochroiczne: α — bladzielonkawa, β — bladoliwkowa, zielonawobrunatna, γ — oliwkowobrunatna, $z/\gamma=23-28^\circ$). Kryształy amfiboli przed przeobrażeniami uległy przeważnie protoklazi (ryc. 4).

Biotyt grupy fenokryształów jest wykształcony jako nieforemne blaszki, o maksymalnej wielkości około 2 mm, silnie zaburzone przez protoklazę (ryc. 5) — niekiedy wręcz o agregatowej budowie. Przeważnie są one ponadto skorodowane magmowo (ryc. 5). Biotyt nie wykazuje natomiast istotniejszych przeobrażeń — oprócz lekkiej opacytyzacji. Cechuje go silny pleochroizm w barwach: α — bladżółta, $\beta=\gamma$ — oliwkowobrunatna. Blaszkę biotyty zawierają nieliczne wrostki minerałów rudnych i apatyty.

Apatyt wykazuje na ogół wyraźne niebieskawe zabarwienie. Jego słupki są przeważnie w różnym stopniu skorodowane i spękanne. Nieliczne automorficzne kryształy apatyty mają elongację w granicach 1 : 2–1 : 9 i maksymalną długość 0,15 mm.

Cyrkon jest reprezentowany przez owalne ziarna lub automorficzne słupki i ich fragmenty. Rozmiary kryształów cyrkonu wyjątkowo przekraczają 0,1 mm, a ich wydłużenie waha się od 1 : 3 do 1 : 7.

Minerały rudne grupy fenokryształów to głównie magnetyt i ilmenit (ryc. 6), przy przewadze pierwszego z wymienionych. Tworzą one ziarna o maksymalnych rozmiarach około 0,5 mm, które występują samodzielnie w tle skalnym, tworząc wrostki w innych fenokryształach lub zrosty z nimi.

Tab. 1. Porównanie składu mineralnego barwnych odmian wulkanitów z Zalusu (% obj.)

Składniki		Skały ciemne			Skały jasne* (średnia z 6 próbek)
		czarne		szaroczarne	
		próbka Z-1	próbka Z-2	próbka Z-3	
Fenokryształy	plagioklasy	16,1	17,8	19,8	16,6
	amfibole i pseudomorfozy poamfibolowe	5,0	3,7	3,4	4,5 ^{ps}
	biotyt	0,3	0,2	0,8	0,5
	minerały rudne	0,1	0,4	0,7	0,4
	apatyt i cyrkon	+	+	+	0,1
Ciasto	minerały krzemianowe	65,3	63,0	67,1	75,6
	minerały rudne	13,2	14,9	8,2	2,3
Suma		100,0	100,0	100,0	100,0

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

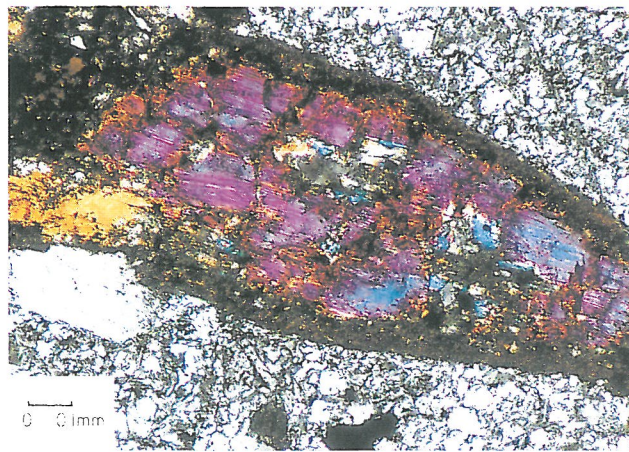
+ składnik występuje w ilości poniżej 0,1% obj.

^{ps} wyłącznie pseudomorfozy

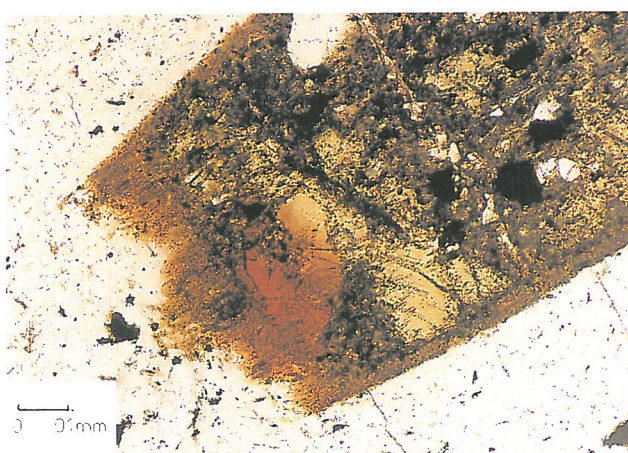
* rdzawoczerwone i zielonoszare



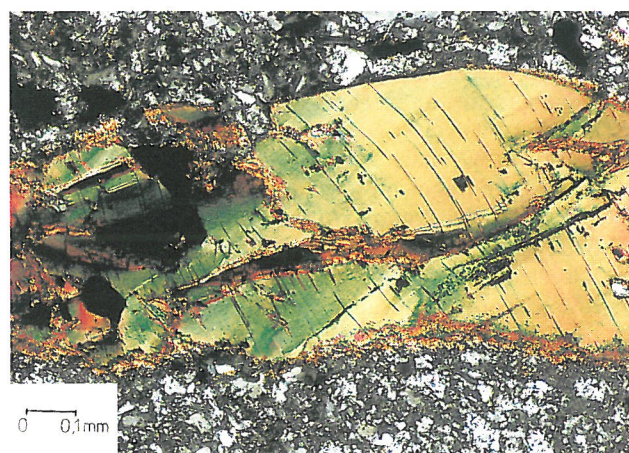
Ryc. 1. Fenokryształ plagioklazu częściowo zdeformowany przez protoklają. Szaroczerwony wulkanit z Zalas (próbka Z-3). Światło przechodzące, polaroidy skrzyżowane



Ryc. 4. Relikt amfibolu (fragment o żywych barwach interferencyjnych) w obrębie pseudomorfozy po fenokryształ tego minerału; widoczne przejawy protokłazy amfibolu, która poprzedziła jego przeobrażenia. Czarny wulkanit z Zalas (próbka Z-1). Światło przechodzące, polaroidy skrzyżowane



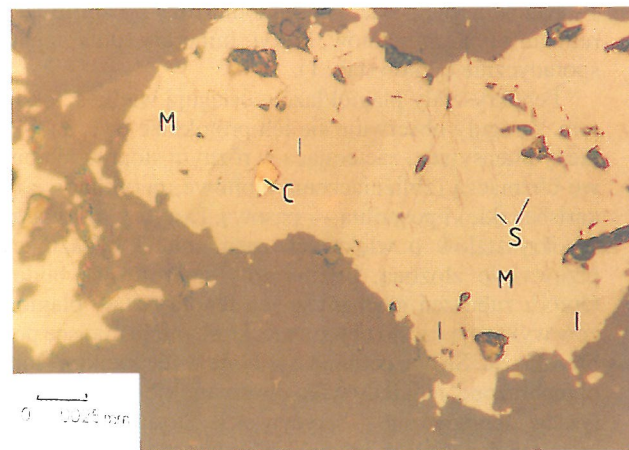
Ryc. 2. Fragment pseudomorfozy po fenokryształ amfibolu z relikami tego minerału; widoczne wypieranie przez biotyt (fragment brunatny) wcześniej powstałych produktów przeobrażeń amfibolu oraz jego relików. Szaroczerwony wulkanit z Zalas (próbka Z-3). Światło przechodzące, 1 polaroid



Ryc. 5. Zdeformowana przez protoklają blaszka biotytu. Szaroczerwony wulkanit z Zalas (próbka Z-3). Światło przechodzące, polaroidy skrzyżowane



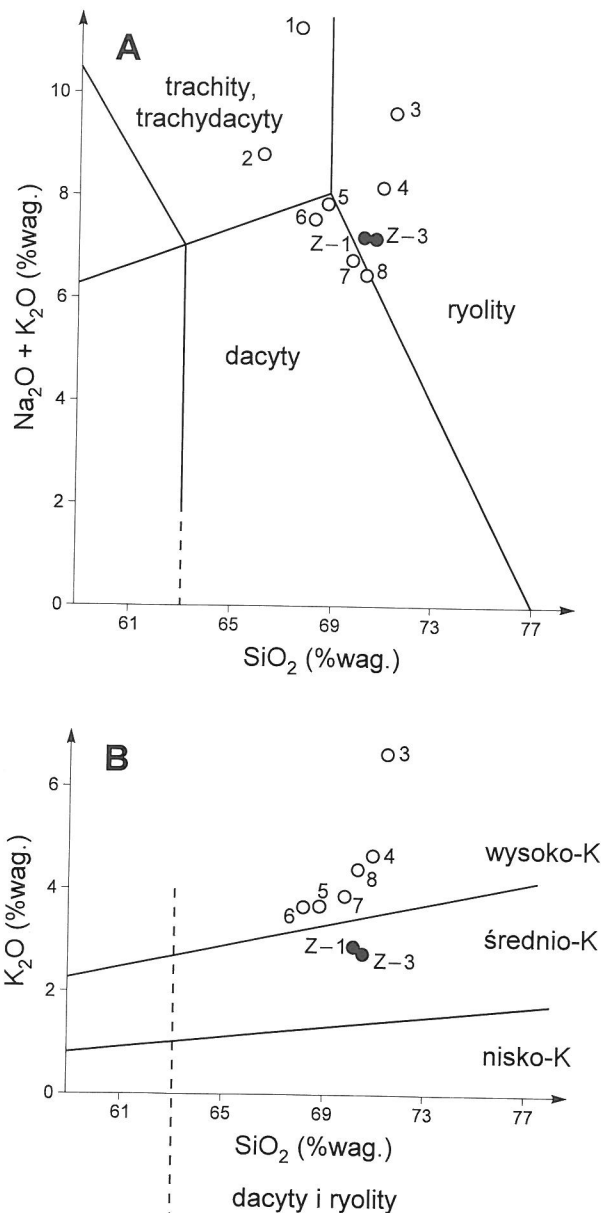
Ryc. 3. Relikty amfibolu (A) zachowane w centrum pseudomorfozy po fenokryształ tego minerału. Czarny wulkanit z Zalas (próbka Z-2). Światło przechodzące, 1 polaroid



Ryc. 6. Typowy zrost magnetytowo-ilmenitowy. Na obrzeżach widoczne hipidiomorficzne ziarna ilmenitów (I), w jednym z nich ziarno chalkopirytu (C); w obrębie magnetytu (M) siatka odmieszania spineli (S). Szaroczerwony wulkanit z Zalas (próbka Z-1). Światło odbite, 1 polaroid

Ziarna te są rzadko jednofazowe; zwykle stanowią agregatowe zrosty złożone z hipautomorficznych kryształów obu minerałów, w których najczęściej magnetyt zdecydowanie przeważa nad ilmenitem. Ten ostatni, w formie drobnych ziarn (do 0,05 mm), grupuje się zwykle na obrzeżach tych agregatów. W jaśniejszych, szaroczarnych fragmentach badanych skał, w zrostach ilmenitowo-magnetytowych obserwuje się niekiedy małe ziarna (około 0,05 mm średnicy) spineli szeregu hercynit-pleonast oraz sporadycznie, podobnej wielkości, ziarna siarczków: chalkopirytu oraz prawdopodobnie — haycockitu ($\text{Cu}_4\text{Fe}_3\text{S}_8$) (ryc. 6). Lamelkowe kryształy spineli, powstałe z odmieszania, tworzą ponadto w magnetytach submikroskopową siatkę (ryc. 6).

Felsytowe i/lub mikropoikilitowo wykształcone ciasto



Ryc. 7. Diagramy — zasadniczy (A) i uzupełniający (B) — chemicznej klasyfikacji skał wulkanicznych (Le Maitre i in., 1989) z naniesionymi punktami projekcyjnymi ciemnych wulkanitów napotkanych w obrębie lakkolitu Zalas (zaczerpnięte kółka) oraz jaśniejszych porfirów kwarcowych stanowiących podstawową masę tej intruzji (puste kółka). Źródła analiz: punkty Z-1, Z-3: tab. 2; punkty 1, 4, 7, 8: Słaby, 1987; punkty 3, 5, 6: Rozen, 1909; punkt 2 — archiwalna analiza autorów

skalne stanowią głównie kwarc i skalenie. Pobocznie występują w nim w różnym stopniu zmienione (przeważnie silnie) łuseczki biotytu, minerały rudne oraz akcesorycznie — apatyt i cyrkon. Kwarc jest reprezentowany przez osobniki trzech generacji. Najstarszą stanowią kryształy o rombowych przekrojach, właściwych dla wysokotemperaturowej odmiany tego minerału (paramorfozy kwarcu- β po kwarcu- α), lub zaokrąglone ziarna, pośrednią (przeważającą) — włókniste mikrosferolity oraz paramorfozy po trydymicie o charakterystycznej budowie agregatowej i często zarysach rombów, zaś najmłodszą — ksenomorficzne ziarna i hipautomorficzne kryształy w interstycjach. Mikrosferolity kwarcu mają przeciętne rozmiary 0,05–0,06 mm. Zawierają one wrostki mikrolitów skalenia, przypuszczalnie plagioklazów, częściowo zastąpionych przez hydromiki. Pozostała, zasadnicza masa skalenia ciasta, jest reprezentowana przez drobne (przeciętna wielkość około 0,05 mm) tabliczki plagioklazów (w przewadze oligoklaz An₂₀) oraz pobocznie przez trudno rozpoznawalne pod mikroskopem mikrolity skalenia potasowych. Obecność tych ostatnich minerałów, jako podrzędnych składników omawianych skał, potwierdzono rentgenograficznie (refleksy diagnostyczne: 3,94; 3,548; 3,312; 3,284; 3,251 Å i inne).

Minerały rudne są w cieście skalnym reprezentowane przez ilmenit. Tworzy on bardzo drobne (na ogół poniżej 0,01 mm), niemal izometryczne, zaokrąglone ziarna. Są one rozproszone równomiernie wśród innych składników ciasta lub rzadziej tworzą drobne szliry o przebiegu zgodnym z fluidalną teksturą skały. Niekiedy wnikają one w splekania tnące fenokryształy plagioklazów i minerałów maficznych, zabliźniając je wraz z zasadniczymi składnikami tła. Zawartość minerałów rudnych w tle jest tym większa im skała wykazuje makroskopowo ciemniejszą barwę (tab. 1).

Skład chemiczny i pozycja systematyczna

Analiza chemiczna dwu różniących się barwą fragmentów badanych skał z Zalas — czarnego (próbka Z-1) i szaroczarnego (próbka Z-3) — wykazały, że obydwa reprezentują utwory przesycone SiO₂ o średniej zawartości alkaliów, z wysokim udziałem sodu i jego zdecydowaną przewagą nad potasem (tab. 2). Zawartości większości głównych składników — za wyjątkiem sodu i częściowo żelaza — są pośrednie między ich przeciętnymi udziałami w dacytach i ryolitach (tab. 2). Na podkreślenie zasługują niskie — niższe niż można było zakładać w przypadku tak ciemnych skał — zawartości żelaza, odpowiadające średniej dla ryolitów, a także — udziały tytanu. Wyjątkowo niewielkie są ponadto straty prażenia. Zawartości wybranych pierwiastków śladowych (tab. 2) potwierdzają ogólnie przynależność badanych skał do grupy wyznaczonej przez udziały składników głównych.

Na zasadniczym diagramie (TAS) chemicznej klasyfikacji skał wulkanicznych punkty projekcyjne dwu analizowanych fragmentów ciemnych skał z Zalas lokują się w pobliżu siebie w polu ryolitów, tuż przy granicy z polem dacytów (ryc. 7A). Ich pozycja na uzupełniającym diagramie (ryc. 7B) odpowiada ryolitom średnio-K.

Wnioski końcowe

Z przeprowadzonych badań wynika, że ciemne wulkany napotkane w obrębie jaśniejszych porfirów kwarcowych zasadniczej masy intruzji zalaskiej, nie są — jak mogłoby sugerować ich barwa — utworami zasadniczo odmiennymi od tych ostatnich, tj. zasadowymi lub choćby

Tab. 2. Skład chemiczny ciemnych wulkanitów z Zalas^{*} w porównaniu ze średnim składem dacytów i ryolitów

Składnik	Dacyt (Le Maitre, 1976)	Ciemne wulkanity z Zalas ^a		Ryolit (Le Maitre, 1976)
		czarny (próbka Z-1)	ciemnoszare (próbka Z-3)	
% wag.				
SiO ₂	65,01	70,40	69,97	72,82
TiO ₂	0,58	0,37	0,37	0,28
Al ₂ O ₃	15,91	15,55	15,26	13,27
Fe ₂ O ₃	2,43	2,67**	2,47**	1,48
FeO	2,30	—	—	1,41
MnO	0,09	0,04	0,02	0,06
MgO	1,78	0,84	0,72	0,39
CaO	4,32	2,90	2,65	1,14
Na ₂ O	3,79	4,32	4,33	3,55
K ₂ O	2,17	2,76	2,62	4,30
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,11	0,07
L.O.I.	—	0,47	0,67	—
H ₂ O ⁺	0,91	—	—	1,10
H ₂ O ⁻	0,28	—	—	0,31
CO ₂	0,06	—	—	0,08
Suma	99,78	100,43	99,39	99,96
ppm				
Ba	—	791	790	—
Sr	—	322	318	—
Zr	—	129	122	—
Y	—	15	14	—
Sc	—	6	6	—

*oznaczenia wykonano metodą ICP w Activation Laboratories Ltd (Kanada)

** Fe sumaryczne jako Fe₂O₃

pośrednimi. Zgodnie z chemiczną systematyką skał wulkanicznych reprezentują one również skały kwaśne — średnio-K ryolity, z pogranicza dacytów (ryc. 7A, B). Ich pozycja systematyczna nie odbiega zatem zdecydowanie od tej, jaką zajmują najślabiej zmienione fragmenty podstawowego typu porfiru zalaskiego — lokujące się również na pograniczu ryolitów i dacytów (ryc. 7A), choć o wyższej zawartości potasu (ryc. 7B). Podobieństwo tych skał ujawnia się także w ich cechach strukturalno-teksturalnych (por. Rozen, 1909; Sutowicz, 1982; Słaby, 1987) oraz składzie mineralnym, a zwłaszcza w ilości i rodzaju fenokryształów (tab.1).

Przynależność badanych skał do utworów z pogranicza ryolitów i dacytów potwierdza zawartość pozostałych ich składników chemicznych, zarówno głównych, jak i śladowych (tab. 2). Pozycja ta wynika z dominacji w ich składzie mineralnym obojętnych plagioklazów (w przewodzie oligoklaz An₂₀), kwarcu i występujących pobocznie skaleni potasowych. Ciemną barwę, sugerującą bardziej zasadowy charakter tych skał, zawdzięczają one głównie obecności drobnych ziarn ilmenitu, rozsianych równomiernie w cieście. Ich ilość w najciemniejszych fragmentach badanych skał dochodzi do około 15% obj., podczas gdy w zasadniczym typie porfirów zalaskich średnia zawartość nieprzezroczystych minerałów rudnych ciasta — magnetyt, ilmenit (Hubicka-Ptasińska, 1972) — wynosi zaledwie około 2% obj. (tab. 1). Jednocześnie na uwagę zasługuje fakt, że udział

tytanu oraz żelaza jest w całości zalaskich wulkanitów porównywalny (Rozen, 1909; Słaby, 1987; tab. 2), a nawet — zakładając wiarygodność wyników dawniejszych analiz — często wyższy w jaśniejszych, zasadniczych skałach intruzji niż w ciemnych. Powyższe można tłumaczyć większym, w przypadku skał jaśniejszych, związaniem tych pierwiastków w fazach krzemianowych niż w bardziej wpływających na ściemnienie barwy skały — minerałach tlenkowych. Nie ilość zatem żelaza i tytanu, lecz forma związania tych pierwiastków, a więc warunki krystalizacji, byłyby czynnikiem decydującym o ciemnej barwie badanych skał.

Bliskość pozycji systematycznej ciemnych wulkanitów i otaczających je jaśniejszych porfirów kwarcowych zasadniczej masy lakkolitu zalaskiego, jak i wiele zbieżnych cech tych skał, a ponadto rozmyte, nieintruzyjne granice między nimi oraz nieregularna forma występowania ciemnych wulkanitów, wydają się wskazywać jednoznacznie, że te ostatnie stanowią integralną część lakkolitu, a nie odrębną, młodszą intruzję. Są one zapewne produktem krystalizacji porcji magmy niewiele różniące się pod względem chemizmu od tej, która utworzyła zasadniczą masę skalną lakkolitu — głównie uboższej w potas, a zasobniejszej w sód — pochodzącej z nieco głębszej jego partii i przemieszczonej przed ostatecznym zestaleniem się całości intruzji. Dowodem, że autoinjekcja ta nastąpiła już po wykrystalizowaniu części składników, są liczne przejawy protoklasy, zwłaszcza fenokryształów.

Praca częściowo sponsorowana przez Akademię Górniczo-Hutniczą w Krakowie.

Autorzy serdecznie dziękują Dyrekcji KOSD w Krzeszowicach i Działowi Górniczemu Odkrywki Zalas za umożliwienie wstępu na teren kopalni oraz Kolegom z Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, którzy pomogli przy realizacji niniejszej pracy.

L i t e r a t u r a

- HARAŃCZYK C. 1980 — Rudy i Metale Nież., 25: 242–250.
HARAŃCZYK C. 1982 — [W:] Przew. 44 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 124–127.
HARAŃCZYK C. 1989 — [W:] Przew. 60 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 61–67.
HUBICKA-PTASIŃSKA M. 1972 — Biblioteka Główna AGH w Krakowie (pr. doktorska).
LE MAITRE R.W. 1976 — Jour. Petr., 17: 589–598.
LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE J., LE BAS M.J., SABINE P.A., SCHMID R., SORENSSEN 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 Scientific Publications, Oxford.
MUSZYŃSKI M. & PIECZKA A. 1992 — Min. Pol., 23, 1: 43–60.
MUSZYŃSKI M. & PIECZKA A. 1993 — Ibidem, 24: 1–107 (Erratum).
ROZEN Z. 1909 — Rozpr. PAU ser. III, 9: 293–368.
SŁABY E. 1987 — Arch. Min., 42: 69–94.
SUTOWICZ E. 1982 — Ibidem, 38: 129–138