ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXIX (2004): 161–171, 2004

PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ PROVENIENCE VALOUNŮ VE SLEPENCÍCH SVRCHNOVISÉSKÉHO STÁŘÍ NA DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ: V. DURBACHITY

CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF PROVENANCE OF PEBBLES FROM THE UPPER VISEAN CONGLOMERATES IN THE DRAHANY UPLANDS: V. DURBACHITES.

KATEŘINA ZACHOVALOVÁ & JAROMÍR LEICHMANN

Abstract

Zachovalová, K., Leichmann, J., 2004: Příspěvek k poznání provenience valounů ve slepencích svrchnoviséského stáří na Drahanské vrchovině: V. durbachity. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 89, 161–171 (with English summary).

Contribution to the Knowledge of Provenance of Pebbles from the upper Visean Conglomerates in the Drahany Uplands: V. Durbachites.

The paper discusses an origin of the pebbles of durbachites found in the visean Luleč conglomerates in the Drahany Upland. Some rocks exhibit textural and geochemical similarities with durbachites from the Třebíč pluton. Another group of rock seems to be exotic.

Key words: durbachites, Drahany Culm, Luleč conglomerates, Třebíč pluton

Kateřina Zachovalová, Institute of Physic of the Earth, Faculty of Science, Masaryk University, Tvrdého 12, 602 00 Brno, Czech Republic, e-mail: Katerina.Zachovalova@ipe.muni.cz

Jaromír Leichmann, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic, e-mail: leichman@sci.muni.cz

1. Úvod

Drahanský kulm je součástí jižní části flyšového vývoje Moravskoslezského kulmu. Člení se do tří souvrství: protivanovského, rozstáňského a myslejovického. Lulečské slepence tvoří nejmladší část myslejovického souvrství. Mocnost těchto slepenců dosahuje až 3000 m a jejich stáří odpovídá svrchnímu visé (KUMPERA, LANG 1975; DVOŘÁK 1987). Jsou polymiktní a tvořené nevytříděným materiálem, především středně až hrubě zrnitými valouny i bloky hornin o velikosti až 2 m. Ve valounovém materiálu je zastoupeno široké spektrum hornin. Zcela převládají horniny metamorfované (biotitické, sillimanit-biotitické a granát-sillimanit-biotitické ruly, migmatity a granátické granulity, méně jsou zastoupeny kvarcity, svory a kalcitické mramory). Zastoupení plutonických hornin je variabilní, nejhojněji se vyskytují amfibolicko-biotitické granity až granodiority, biotitické až muskoviticko-biotitické granity, tonality a gabra jsou vzácné. Mezi valouny vulkanických hornin byly identifikovány kyselé a intermediální vulkanity alkalicko-vápenatého charakteru a jejich tufy (TOMÁŠKOVÁ 1993a, 1993b). Významná je přítomnost valounů durbachitů (HLADIL et al. 1987; ZACHOVALOVÁ, LEICHMANN 1999; LEICHMANN et al.

2002). Jejich zastoupení ve spektru valounů je velmi nízké (pod 1 %), avšak místy se vyskytují valouny o průměru téměř 2 m.

V současné erozivní úrovni východní části moldanubika se nachází tři větší tělesa durbachitů – třebíčský, jihlavský a rastenberský pluton a řada drobnějších těles durbachitů vyskytujících se převážně východně od třebíčského plutonu. Studium závěrečných fází variské orogeneze na východním okraji Českého masivu je v současnosti předmětem řady diskuzí (KOTKOVÁ et al. 2003, EDEL et al. 2003). Srovnání durbachitů nalézaných ve valounech ve viséských sedimentech s jejich potenciálními ekvivalenty v dnešním erozivním řezu přispívá k řešení tohoto problému.

2. Metody

Katodoluminiscenční studium bylo provedeno na CL mikroskopu HC2-LM, urychlovací napětí 14 kV, proudová hustota 10 $\mu A/mm^2$. Mikrosondové analýzy byly zhotoveny na přístroji JEOL JXA – 8600 na universitě v Salzburgu. Průměr elektronového svazku 3–5 mm, urychlovací napětí 15 kV, proud 40 nA. Jako standart byl použit wolastonit (Ca), oxidy (Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Ba) a chloridy (Na, K, Cl). Monazit byl datován na GUDŠ Bratislava na elektronové mikrosondě CAMECA SX 100, podle metodiky MONTEL (1996). Chemické analýzy hornin byly provedeny v Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada metodou ICP-ES (hlavní a stopové prvky) a ICP-MS (REE).

Většina studovaných valounů lulečských slepenců pochází z lokalit Luleč, Olšany, Opatovice a Pístovice.

3. Petrografická charakteristika valounů

Na základě minerálního složení a strukturních kritérií byly mezi durbachity valounů lulečských slepenců vyčleněny amfibolicko-biotitické durbachity, mylonitizované amfibolicko-biotitické durbachity a karbonatizivané amfibolicko-biotitické durbachity. Společně s durbachity je rovněž diskutován porfyrický biotitický granit vykazující podobné strukturní a některé geochemické parametry jako durbachity. Od klasických durbachitů se odlišuje svým felzickým charakterem.

3.1 Durbachity

3.1.1 Amfibolicko-biotitický durbachit

Durbachity této skupiny jsou středně zrnité horniny, tmavě šedé barvy, s porfyrickými vyrostlicemi K-živců, vzácněji i plagioklasů. Základní hmotu tvoří K-živec, plagioklas, křemen, biotit, amfibol. Sekundárně vzniká sericit, chlorit, karbonát, oxidy a hydroxidy Fe, akcesoricky se vyskytuje apatit, zirkon a monazit. Mylonitizace horniny se projevuje rozpadem křemene na řadu subzrn a přítomností mikrotrhlin v hornině.

K-živec se v hornině vyskytuje nejčastěji ve formě 1 až 2,5 cm velkých tabulek, hypautomorfně až xenomorfně omezených a většinou karlovarsky zdvojčatěných. Menší zrna s hypautomorfním omezením jsou součástí základní hmoty horniny. Častým jevem je vznik myrmekitů na hranicích zrn K-živce s plagioklasem a biotitem. K-živce je perthitický a vykazuje výraznou zonální stavbu několikerého typu. Velmi často uzavírá drobné tabulky hypautomorfně až automorfně omezeného a silně sericitizovaného plagioklasu a lupínky biotitu, které bývají uspořádány paralelně s růstovými zónami K-živce a vytváří v něm koncentrické zóny.

Zonální stavba K-živce byla pozorována v katodové luminiscenci (CL). Kontinuálně zonální a zaoblené jádro v centrální části zrna K-živce je koncentricky lemováno

Tabulka 1. EMS analýzy živců karbonatizovaného durbachitu: 1 – plagioklas (žlutozelená CL), 2 – plagioklas (zelená CL), 3 – albit (jasně modrá CL), 4 – zbytky plagioklasu v jádru, 5 – K-živec (světle modrá CL), 6 – K-živec (tmavě modrá CL).

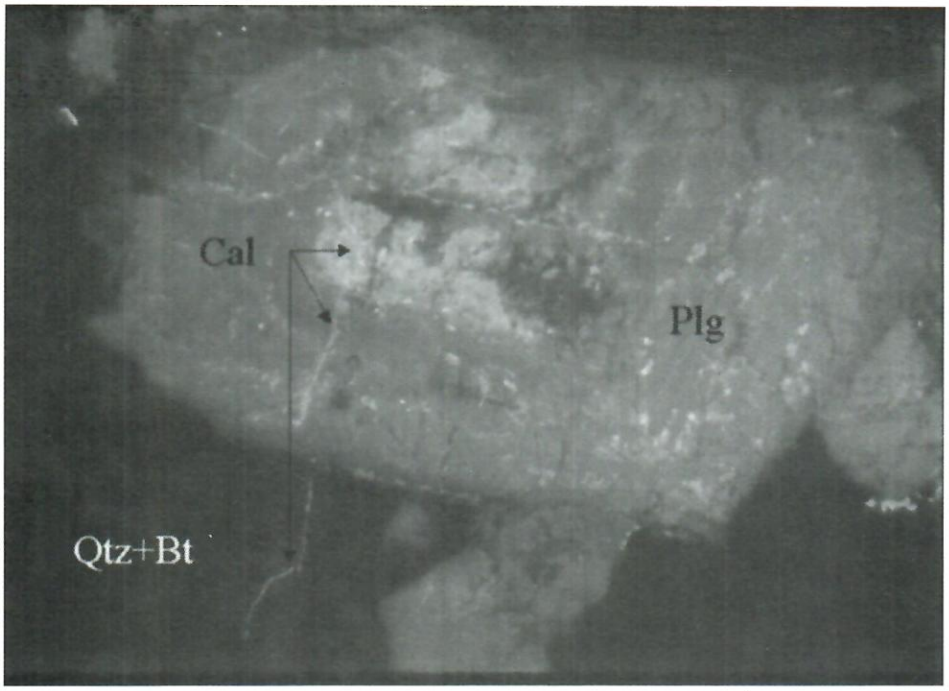
Table 1. EMP analyses of feldspars, carbonatized durbachite: 1 – plagioclase (yellow–green CL), 2 – plagioclase (green CL), 3 – albite (bright blue CL), 4 – relics of plagioclase in the core, 5 – K-feldspar (bright blue CL), 6 – K-feldspar (dull blue CL).

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	62,0	63,6	66,5	59,9	63,8	64,8
Al_2O_3	22,8	22,7	19,4	24,5	18,6	18,2
Na_2O	8,9	9,8	12,0	8,3	2,0	1,5
CaO	4,9	3,5	0,4	6,1		
BaO					1,5	0,5
K_2O	0,3	0,4	0,2	0,2	13,5	14,3
total	98,9	100,0	98,5	99,0	99,4	99,3
An	22,8	16,1	2,0	28,4		
Ab	75,6	81,7	97,0	70,3	18,0	13,9
Or	1,6	2,2	1,0	1,3	79,4	85,2
Cn					2,6	0,9

mladšími zónami. Každá z těchto zón vykazuje kontinuální zonálnost, která je dána postupným přechodem z jasně modré luminiscence na bázi do tmavě modré luminiscence na okraji. Ve světlých, jasně modrých zónách byla naměřena vysoká koncentrace BaO. Obsah celsianové komponenty dosahuje Cn 2,6 (tab. 1, analýza 5) zatímco nižší koncentrace (Cn 0,9) je typická pro tmavě modré části zón s méně jasnou luminiscencí. Jasnější zóny jsou také obohaceny o Na a obsahují až 18 % albitové komponenty. Tmavší zóny jsou vedle Ba ochuzeny také o Ab složku. Protože Ba koncentrace systematicky klesají v každé zóně od báze směrem k okraji a zároveň ze středu zrna k okraji, můžeme tuto primární strukturu interpretovat jako doklad frakční krystalizace (LEICHMANN, ZACHOVALOVÁ 2001; SHORE, FOWLER 1996).

Komplexnější stavbu zonálního K-živec způsobují částečně karbonatizované inkluze oscilačně zonálního plagioklasu. Tyto drobné plagioklasové inkluze jsou běžné ve vyrostlicích K-živců. Inkluze plagioklasů jsou uspořádány do zón paralelních s vnějším okrajem hostitelského K-živce. K-živec je obvykle čerstvý, bez postižení alteračními procesy. V K-živci i v inkluzích plagioklasu se nachází velmi tenké praskliny vyplněné karbonátem, které pravděpodobně představují migrační cesty nebo kanálky umožňující přístup fluid a jejich následnou reakci s Ca bohatými zónami v plagioklasu. Ke vzniku prasklin dochází také v centrální části zrna K-živce. Praskliny tvoří nepravidelnou síť, která je vyvinuta především v okolí uzavřenin biotitu (bez CL). V okolí prasklin a také podél štěpných ploch dochází ke snížení intenzity luminiscence. Tyto poruchy zřejmě sloužily jako přívodní kanály pro fluida, která vstupovala do vnitřních částí zrn.

Vyrostlice plagioklasu (obr. 1) vytváří hypautomorfně omezené tabulkovité krystaly dosahující délky do 1 cm. Na hranici zrn plagioklasu, K-živce a biotitu se ojediněle vyskytují myrmekity vznikající na úkor plagioklasu. Charakteristická je výrazná oscilační zonálnost plagioklasu, která se projevuje zvlášť zřetelně v CL. Oscilačně zonální plagioklas je tvořen alterovaným zonálním jádrem s jasně žlutozelenými luminiscenčními barvami, které je obohaceno An složkou (An 23, tab. 2). Tmavší, zelené zóny jsou bohatší albitem (An 16, tab. 2). Okraj plagioklasu vykazující modrou luminiscenci představuje albit (An 3,



Obr. 1. Amfibolicko-biotitický durbachit: oscilačně zonální plagioklas – karbonatizované jádro lemované koncentrickými zónami. Původně barevná CL fotografie převedená do černobílé. Světlý karbonát ve středu zrna vykazuje oranžovou CL, An bohatší zóny v plagioklasu jsou relativně světlejší. Délka spodní hrany fotografie je 3,2 mm.

Fig.1. Amphibole-biotite bearing durbachite: oscillatory zoned plagioclase – carbonatized core rimmed by concentric zones. Colour CL photograph transfered to black and white picture. Light carbonate in the centre of the grain exhibits orange CL, An rich zones in the plagioclase exhibits lighter CL. Length of the photograph is 3.2 mm.

tab. 2). Relikty An bohatého plagioklasu v centrální části jádra jeví žlutou luminiscenci a jeho složení je An 28. Tato struktura plagioklasu s An bohatým jádrem a albitovým okrajem je výsledkem frakční krystalizace (LEICHMANN, ZACHOVALOVÁ 2001). Jádro zrna plagioklasu je částečně přeměněno na kalcit s oranžovou luminiscencí, sekundární albit a velmi jemnozrnnou světlou slídu, kterou vzhledem k její velikosti (2–3 μm) nelze pomocí EMS analyzovat. Přesto však zvýšené koncentrace K a Al indikují, že se jedná o slídu blízkou muskovitu. Sekundární albit a světlá slída nevykazují luminiscenci a proto se projevují jako černé zóny. Sekundární kalcit také vyplňuje mikroprasklinky v živcích i ostatních minerálech a je díky jeho jasně oranžové luminiscenci snadno identifikovatelný. Tyto kalcitové žilky také lemují jednotlivá zrna nebo jimi pronikají podél štěpných ploch a dvojčatných rovin. Kalcit nevyplňuje všechny praskliny homogenně, praskliny bez výplně nevykazují luminiscenci. Tyto trhlinky pravděpodobně představují migrační dráhy fluid, která pronikala a reagovala s horninou. Hranice mezi žilkami kalcitu a křemenem nebo albitem a oligoklasem jsou ostré a beze stopy reakce fluid s těmito minerály. K reakci dochází v případě, kdy se fluida dostanou do kontaktu s Ca bohatým plagioklasem. Tato reakce byla pozorována v plagioklasu s obsahem nejméně An 25 (LEICHMANN et al. 2003).

Xenomorfně omezená a undulózně zhášející zrna křemene dosahují velikosti okolo 5 mm. Hranice mezi některými zrny je zoubkovitá. U deformovaného typu durbachitu dochází

	1	2	3
SiO_2	63,93	64,65	70,38
Al_2O_3	14,78	14,61	14,62
Fe_2O_3	4,54	4,30	2,12
MgO	3,54	3,11	0,67
CaO	2,37	2,25	1,38
Na_2O	2,50	2,66	3,29
K_2O	5,52	5,04	5,10
TiO_2	0,79	0,72	0,33
P_2O_5	0,50	0,46	0,21
MnO	0,07	0,07	0,02
Cr_2O_3	0,04	0,04	0,02
Ba	1506	1357	792
Ni	87	92	71
Sc	12	11	4
sum	99,96	99,47	99,44
Co	15,6	14,5	4,6
Cs	23,8	23,2	7,8
Ga	23,2	21,6	23,2
Hf	10,2	9,6	6,8
Nb	23,6	22,8	12,5
Rb	278,6	256,4	261,5
Sn	8,0	9,0	5,0
Sr	400,4	355,8	242,3
Ta	1,6	2,6	1,5
Th	44,1	41,6	42,9
Tl	1,7	1,6	0,9
U	17,0	18,9	14,7
V	76,0	55,0	10,0
W	1,0	1,0	2,0
Zr	314,9	339,2	210,6
Y	31,6	25,9	23,4
La	53,3	57,6	44,7
Ce	110,3	121,2	94,3
Pr	13,4	13,6	10,1
Nd	51,7	55,5	38,3
Sm	10,9	10,6	7,4
Eu	2,1	1,8	0,8
Gd	7,6	6,1	5,5
Tb	1,0	0,9	0,9
Dy	5,1	5,2	4,7
Ho	1,1	0,9	0,8
Er	2,7	2,6	2,2
Tm	0,4	0,4	0,2
Yb	2,4	2,4	1,7
Lu	0,4	0,3	0,2
K/Rb	164,5	163,2	161,9
K/Ba	30,4	30,8	31,2
xMg	0,46	0,44	0,26

k rozpadu křemene na řadu drobných subzrn. Tento křemen vyplňuje prostor mezi vyrostlicemi živců a místy se koncentruje do pásků.

Biotit se vyskytuje v podobě až 5 mm velkých, lupínkovitých a lištovitých zrn xenomorfně až hypautomorfně omezených. Zrna biotitu bývají často uspořádaná do shluků. Menší zrna biotitu tvoří uzavřeniny v K-živci. Biotit se často koncentruje kolem vyrostlic K-živce a na jejich kontaktu dochází ke vzniku myrmekitů. Uzavírá zirkon, apatit i monazit. Biotit podléhá velmi slabé chloritizaci a to především na okrajích zrn a podél ploch štěpnosti. Alterací biotitu hojně vznikají oxidy a hydroxidy Fe. U deformovaných typů hornin dochází k částečnému zprohýbání a protažení zrn.

Amfibol je v hornině vzácný, jeho 0,2 mm velká zrna podléhají chloritizaci nebo je kompletně nahrazen karbonátem.

Apatit je nejběžnějším akcesorickým minerálem v hornině. Vyskytuje se ve formě sloupečkovitých a jehličkovitých krystalů, jejichž délka se pohybuje mezi 0,01 a 0,03 mm. Je uzavírán v biotitu a živcích.

Zirkon tvoří hypautomorfně až automorfně omezená zrna o velikosti mezi 0,01 a 0,05 mm a v některých případech vykazuje zonální stavby.

Monazit je velikostně srovnatelný se zirkonem. Často kolem něho vznikají pleochroické dvůrky.

3.1.2 Karbonatizovaný durbachit

Karbonatizovaný durbachit se od předchozího amfibolicko-biotitického durbachitu liší velkým množstvím sekundárního karbonátu. Karbonát je přítomen v několika formách. Kompletně nahrazuje amfibol nebo Ca bohaté zóny v plagioklasu. V hornině se dále vyskytují tenké karbonátové žilky, které vyplňují mikropraskliny nebo probíhají podél ploch štěpnosti a okrajů vyrostlic živců. Přítomnost sekundárního karbonátu je snadno identifikovatelná v CL, kde vykazuje jasně oranžovou luminiscenci. Vzhledem k tomu, že charakter zonálních staveb živců i horniny je celkově podobný stavbám amfibolicko-

Tabulka 2. Reprezentativní silikátové analýzy (hm. %) a analýzy stopových prvků (ppm) valounů durbachitů lulečských slepenců: 1 – amfibolicko-biotitický durbachit, 2 – mylonitizovaný durbachit, 3 – porfyrický biotitický granit.

Table 2. Representative whole rock analyses major element (wt.%) and trace element (ppm). Pebbles of durbachites from Luleč conglomerate: 1 – amphibole-biotite-bearing durbachite, 2 – mylonitized durbachite, 3 – porphyric, biotite-bearing granite.

biotitického typu, jedná se s velkou pravděpodobností o horniny geneticky příbuzné, lišící se pouze stupněm alterace.

3.1.3 Mylonitizovaný durbachit

Mylonitizovaný durbachit představuje horninu minerálním složením i strukturně podobnou amfibolicko-biotitickému durbachitu. Oscilačně zonální stavby živců, výskyt uzavřenin silně sericitizovných plagioklasů v K-živci a přítomnost perthitického K-živce vypovídají o stejných magmatických procesech podílejících se na vzniku horniny jako u ostatních durbachitů. Významným odlišným znakem mylonitizovaného durbachitu je vedle jeho deformace především nepřítomnost sekundárního karbonátu.

3.1.4 Geochemická charakteristika durbachitů

Chemická analýza amfibolicko-biotitického durbachitu a mylonitizovaného durbachitu je uvedena v tab. 2. Pro amfibolicko-biotitický durbachit jsou charakteristické vysoké obsahy K_2O (5,5 %), Ba (1506 ppm), Rb (279 ppm), Sr (400 ppm), Th (44 ppm), U (17 ppm) a Zr (315 ppm), doprovázené vysokými koncentracemi MgO (3,5 %), Cr_2O_3 (0,04 %) a Ni (87 ppm). Koncentrace Al_2O_3 (15 %), Fe_2O_3 (4,5 %), CaO (2,4 %), TiO_2 (0,8 %), P_2O_5 (0,5 %), MnO (0,08 %) jsou rovněž relativně vysoké, obsahy SiO_2 (64 %), Na_2O (2,5 %) jsou spíše nižší. Hodnota A. S. indexu je 1,02.

Mylonitizovaný durbachit se koncentracemi SiO_2 (65 %), Al_2O_2 (14,6 %), Fe_2O_3 (4,3 %), MgO (3,1 %), CaO (2,3 %), Na_2O (2,7 %), K_2O (5 %), TiO_2 (0,7 %), P_2O_5 (0,5 %), MnO (0,07 %) a Cr_2O_3 (0,04 %) od amfibolicko-biotitického durbachitu téměř neliší (tab. 2). Pouze koncentrace Ba (1357 ppm), Sr (256 ppm) a Th (42 ppm) jsou nevýrazně nižší a obsahy Ni (92 ppm), Zr (339 ppm) a U (19 ppm) vyšší. Stejně jako ostatní durbachity je i mylonitizovaný durbachit relativně obohacen o LIL prvky a ochuzen o HFS prvky.

3.2 Porfyrický biotitický granit

Tato hornina je řazena k durbachitům díky své podobnosti ve struktuře, vnitřních stavbách živců a některých geochemických parametrech (vysoké obsahy K_2O, U, Th), přestože její minerální složení je pro durbachity netypické. Biotitický porfyrický granit je středně až hrubě zrnitá hornina s porfyrickou strukturou. Porfyrické vyrostlice tvoří pouze K-živec. Od ostatních typů durbachitů se liší nižším obsahem biotitu (10 %), nepřítomností amfibolu, přítomností muskovitu (do 1 %), vyšším obsahem křemene a nižším zastoupením plagioklasu. Sekundárně se vyskytuje sericit, chlorit a karbonát, akcesoricky apatit, zirkon a monazit.

K-živec je nejhojnějším minerálem v hornině. Vytváří vyrostlice dorůstající až do velikosti 2 cm, menší zrna tvoří součást základní hmoty horniny. Tabulky K-živce jsou hypautomorfně omezené, většinou karlovarsky zdvojčatělé. Podobně jako u amfibolicko-biotitických durbachitů byly i zde pozorovány dva typy zonální stavby. V CL lze u některých jedinců pozorovat starší jádra obrůstaná mladšími koncentrickými zónami K-živce. Tyto mladší zóny velmi často vykazují kontinuální zonálnost, kterou způsobuje postupný pokles Ba komponenty od báze zóny k jejímu okraji (tab. 3). Druhý typ zonální stavby je dokumentován hojnými uzavřeninami plagioklasu a biotitu uspořádanými paralelně s jeho růstovými zónami. K-živec obsahuje rovněž žilkovité perthity, které se vyskytují hojněji v centrálních částech krystalů a mají albitové složení (Ab 93, tab. 3).

Plagioklas tvoří především hypautomorfně nebo automorfně omezené tabulky o velikosti do 1 cm. Charakteristické jsou oscilačně zonální stavby. Jádro vykazující žlutozelenou luminiscenci lemují koncentrické zóny s jasnější zelenou až hnědozelenou luminiscencí. Zonálnost plagioklasu dokládají i EMS analýzy (tab. 3) zhotovené v celém profilu zrna. Střed plagioklasu je bazičtější (An 25) než jeho okraj (An 16, tab. 3). Bazické centrální části některých zrn bývají místy zcela karbonatizovány. Plagioklas se v hornině vy-

Tabulka 3. EMS analýzy minerálů (hm. %) porfyrického biotitického granitu: 1–8 – vyrostlice plagioklasu (okraj–střed–okraj), 9 – uzavřenina plagioklasu v K-živci (střed), 10 – uzavřenina plagioklasu v K-živci (okraj), 11 – perthit, 12 – vyrostlice K-živce (okraj), 13 – vyrostlice K-živce (střed), 14 – vyrostlice K-živce (střed zrna, světlá CL), 15, 16 – biotit.

Table 3. EMP analyses of minerals (wt.%). Porphyric, biotite bearing granite. 1–8 – plagioclase phenocryst (profile rim–core–rim), 9 – plagioclase inclusion in K-feldspar (core), 10 plagioclase inclusion in K-feldspar (rim), 11 – perthite, 12 – K-feldspar phenocryst (rim), 13 – K-feldspar phenocryst (core), 14 – K-feldspar phenocryst (core, bright CL), 15, 16 – biotite.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	59,3	59,6	59,5	59,0	59,2	58,9	60,3	61,3	59,7	65,3	65,2	64,4	64,3	64,7	34,0	33,9
Al_2O_3	21,9	21,4	22,5	22,5	22,8	22,6	21,6	21,2	21,9	18,7	18,7	18,7	18,5	18,8	18,1	18,1
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	7,2
Na_2O	8,5	8,5	8,2	8,3	8,0	8,0	8,8	9,2	8,5	11,0	10,7	1,3	0,9	1,5	0,2	0,3
CaO	4,5	4,2	4,6	5,2	5,2	5,2	4,0	3,3	4,3	0,3	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
K_2O	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,0	0,0	0,5	0,2	0,8	15,5	15,7	14,6	9,5	9,5
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1
TiO_2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	3,5	3,4
BaO	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	0,2	1,1	0,1	0,2
FeO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	20,6	20,1
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2
Cr_2O_3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1
total	94,8	94,2	95,4	95,4	95,7	95,3	95,1	95,3	94,8	95,4	95,8	100,4	99,7	100,7	93,2	92,8
Or	2,9	2,4	3,0	2,3	2,9	2,9	0,0	0,0	2,9	1,2	4,6	87,7	91,2	84,4		
Ab	75,2	76,9	74,3	72,8	71,6	71,5	80,0	83,6	76,1	97,4	93,3	11,2	7,9	13,2		
An	21,7	20,7	22,7	24,9	25,4	25,4	19,8	16,4	21,0	1,4	1,9	0,5	0,5	0,5		
Cn	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,7	0,4	2,0		
xMg															0,38	0,39

skytuje také ve formě uzavřenin obsažených v K-živci. Také uzavřeniny plagioklasu jsou charakteristické zonální stavbou, jejich bazičtější střed vykazuje obsahy An 21 a kyselejší okraj An 1,4 (tab. 3). Rovněž plagioklasové uzavřeniny v K-živci podléhají alteraci.

Křemen je v hornině zastoupen ve větším množství než plagioklas. Jeho až 1 cm velká zrna vykazují xenomorfní omezení a undulózně zhášejí.

Biotit vytváří v hornině xenomorfně omezené lupínky nebo hypautomorfně omezená lištovitá zrna o velikosti okolo 0,5 cm. Tvoří buď samostatná zrna nebo je uzavírán v K-živci. V jeho okrajových částech ojediněle dochází k velmi slabé chloritizaci. Biotit uzavírá velké množství akcesorických minerálů, které v něm způsobují vznik pleochroických dvůrků.

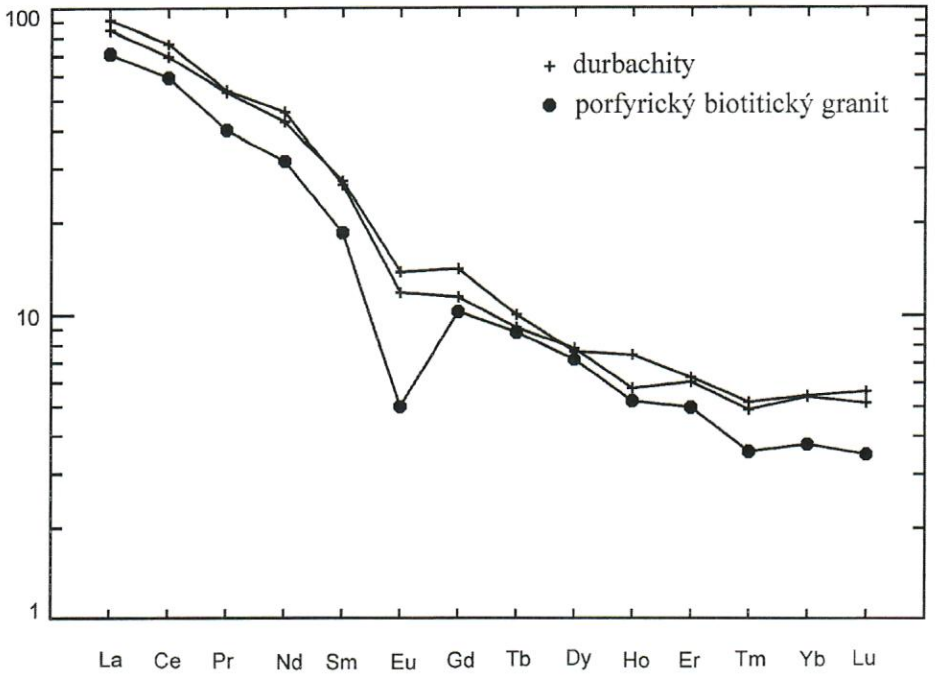
Muskovit se v hornině vyskytuje méně častěji než biotit. Tvoří hypautomorfně až xenomorfně omezené lupínky stejné velikosti jako biotit.

Apatit se v hornině nevyskytuje příliš často. Jeho zrna o velikosti 0,03 mm jsou uzavírána především v biotitu.

Zirkon je častější akcesorií než apatit. Tvoří zrna (0,03 mm), která jsou často metamiktizovaná.

Monazit se svým tvarem i velikostí podobá zirkonu. Mikroskopicky je lze navzájem rozeznat podle pleochroických dvůrků, které jsou okolo monazitu vyvinuty podstatně hojněji.

Komplexní vnitřní stavby živců porfyrického biotitického granitu jsou v podstatě shodné s vnitřními stavbami živců v durbachitech. Z alteračních procesů podléhá horni-

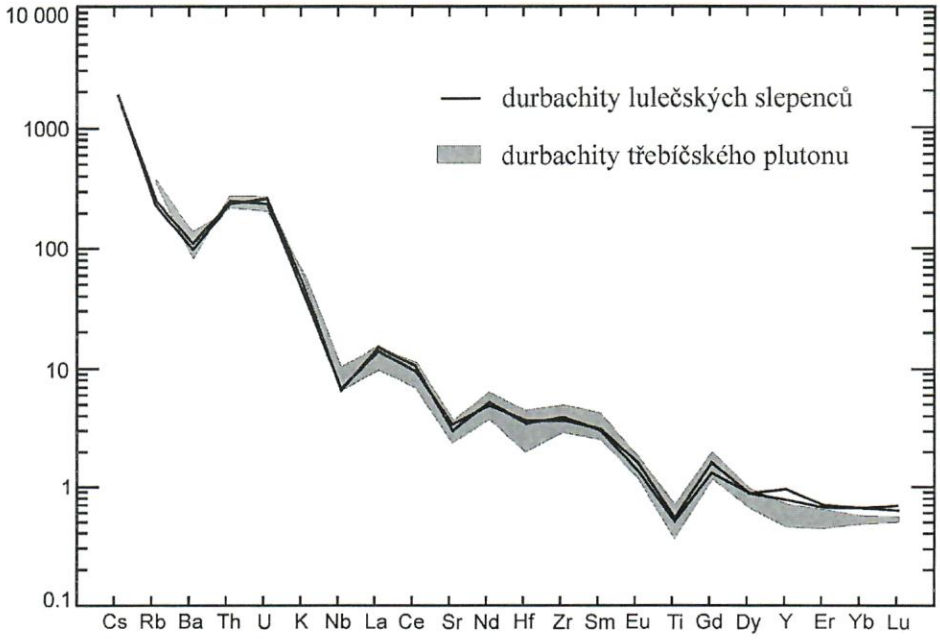


Obr. 2. Distribuční diagram stopových prvků durbachitů lulečských slepenců.
Fig. 2. Spider diagram, trace element distribution in the durbachites from Luleč conglomerate.

na seritizaci a chloritizaci. Stejně jako ve většině případů durbachitických hornin nalézaných ve valounech docházelo v této hornině k reakci s CO_2 bohatými fluidy a vzniku sekundárního karbonátu na úkor Ca-bohatých centrálních zón plagioklasů. Karbonát tvoří rovněž tenké žilky podél okrajů zrn, ploch štěpnosti a vyskytuje se i jako výplň mikroskopických prasklin živců.

3.2.1 Geochemická charakteristika a geochronologie porfyrického biotitického granitu

Porfyrický biotitický granit se i v některých chemických parametrech blíží charakteristice durbachitických hornin (tab. 2). Jsou to zejména vysoké koncentrace K_2O (5,0 %) U (15 ppm) a Th (43 ppm). Rovněž obsahy Cr_2O_3 (0,02 %), Ni (71 ppm), Ba (792 ppm) Sr (242 ppm), Zr (211 ppm) jsou pro horninu s obsahem SiO_2 (70,4 %) poměrně vysoké i když nedosahují tak vysokých hodnot jako typické durbachity. Poměr K/Rb (161,9) je u porfyrického biotitického granitu prakticky totožný s obdobným poměrem u amfibolicko-biotitického durbachitu (164,5). Podobnost je možno pozorovat také u poměru K/Ba (31,2 granit, 30,4 durbachit). xMg je podstatně vyšší u durbachitu (0,46) než u granitu (0,26). Koncentrace REE jsou u granitu nižší než u durbachitu. Granit má rovněž podstatně výraznější negativní Eu anomálii (obr. 2). Na základě podobnosti texturního vývoje horniny a některých geochemických parametrů je možno uvažovat o genetické příbuznosti granitu a durbachitu. Porfyrický biotitický granit může představovat produkt pokročilejší frakcionace durbachitického magmatu s výrazně převažujícím vlivem frakcionace tmavých minerálů (klesající xMg a index tmavosti) a plagioklasu (výraznější negativní Eu anomálie). Velmi sblížené poměry K/Rb a K/Ba ukazují na zanedbatelnou roli frakcionace K-živce.



Obr. 3. Distribuční diagram stopových prvků durbachitů třebíčského plutonu a durbachitů lulečských slepenců.
Fig. 3. Spider diagram, distribution of trace element. Comparisons between durbachites from Třebíč pluton and Luleč conglomerate.

Dalším parametrem indikujícím příbuznost durbachitů a granitu je geochronologie. Durbachit z valounů lulečských slepenců poskytnul věk 341,9 ±6,4 Ma (KOTKOVÁ et al. 2002, U-Pb zirkon). Geochronologická data z porfyrického biotitického granitu byla získána datováním monazitu na elektronové mikrosondě. Šest analyzovaných zrn dalo věky v rozpětí 327,1–363,5 Ma.

4. Potencionální zdrojové oblasti durbachitů lulečských slepenců

Celková asociace valounového materiálu lulečských slepenců ukazuje na moldanubikum jako hlavní zdroj klastického materiálu (KOTKOVÁ et al. 2002). Toto zjištění v podstatě potvrzuje starší pozorování ŠTELCLA (1960). Na moldanubikum jsou také v rámci Českého masivu omezeny výskyty durbachitů.

Ze srovnání charakteristiky durbachitů nalézaných ve valounech lulečských slepenců a durbachitů rastenberského, jihlavského a třebíčského plutonu vyplývají následující závěry.

Durbachity rastenberského plutonu se od durbachitů nalézaných ve valounech odlišují již makroskopicky svojí hrubě porfyrickou texturou s vyrostlicemi K-živců velkými až 10 cm v jemnozrnné, velmi tmavé základní hmotě.

Durbachity jihlavského plutonu se od durbachitů z valounů odlišují naopak méně výraznou porfyrickou stavbou, častou přítomností pyroxenu a spíše monzonitickým charakterem. Nápadné jsou i nižší obsahy Th a zejména U v horninách jihlavského plutonu (BOWES, KOŠLER 1993; TONIKA 1970; LEICHMANN, nepublikovaná data).

Amfibolicko-biotitický durbachit lulečských slepenců se shoduje texturně, v minerálním i chemickém složení s durbachity třebíčského plutonu. Rovněž ve vnitřních stav-

bách živců durbachitů ze slepenců a z třebíčského plutonu byla pozorovaná značná podobnost (ZACHOVALOVÁ, LEICHMANN 2000). Také geochronologická data valounů amfibolicko-biotitických durbachitů (341,9 ±6,4 Ma, KOTKOVÁ et al. 2003) odpovídají stáří durbachitů třebíčského plutonu 338 Ma (U/Pb, zirkon, KOTKOVÁ et al. 2003). Valouny amfibolicko-biotitického durbachitu je proto možné paralelizovat s durbachity třebíčského plutonu. Avšak ani tato paralelizace není úplná. Podstatnou část třebíčského plutonu tvoří velmi tmavé durbachity s obsahem SiO_2 nižším než 60% a vysokými obsahy MgO. Tento typ velmi tmavých durbachitů nebyl dosud ve valounech nalezen. Durbachity ze slepenců však leží v poli hornin ohraničených hodnotami tmavých a relativně světlých durbachitů třebíčského plutonu (obr. 3). Relativně světlé durbachity jsou známé také z řady drobných těles ležících mezi třebíčským plutonem a moravikem. V této oblasti se také často vyskytují i mylonitizované durbachity.

Durbachity z valounů bývají poměrně často karbonatizované. Protože tato přeměna nepostihuje všechny valouny durbachitů a ani většina ostatních valounů hornin není takto alterována, je pravděpodobné, že ke karbonatizaci durbachitů došlo ještě před jejich sedimentací. Karbonatizované durbachity se vyskytují v třebíčském plutonu např. podél třebíčského zlomu (ZACHOVALOVÁ et al. 1999).

Je tedy možné konstatovat, že durbachity nalézané ve valounech jsou svým charakterem nejbližší durbachitům třebíčského plutonu a durbachitům vystupujícím v drobných tělesech východně od třebíčského plutonu. Tato jejich podobnost však nemusí znamenat, že pocházejí přímo z těchto těles. KOTKOVÁ et al. (2003) předpokládají, že horniny moldanubika tvořící převážnou část valounového materiálu lulečských slepenců pocházejí z poněkud vyšší úrovně moldanubika než je dnešní erozivní řez.

Druhý typ valounů durbachitických hornin lulečských slepenců představuje porfyrický biotitický granit, který se v geochemické charakteristice blíží durbachitickým horninám. Jejich odlišnost od durbachitů spočívá v rozdílném minerálním složení (nižší zastoupení tmavých minerálů, přítomnost muskovitu a nepřítomnost amfibolu). Pro tento typ horniny není znám v dnešní erozivní úrovni moldanubika příslušný ekvivalent a tudíž je považován za exotickou horninu. Makroskopicky, složením a texturně se jim blíží horniny nejjižnější části třebíčského plutonu od Příštpa a pak granity vystupující v drobných tělesech jižně od třebíčského plutonu. Detailnější charakteristika těchto hornin však zatím nebyla provedena.

SUMMARY

The pebbles of durbachites found in the visean Luleč conglomerates in the Drahany Upland exhibit textural and geochemical similarities with durbachites from the Třebíč pluton. Anyhow, very dark durbachites with SiO_2 content around 58 %, which are common in some parts of Třebíč pluton were not identified in the pebbles, as well as durbachites from Jihlava and Rastenberg pluton. Porphyric biotite bearing granites that are structurally, geochemically and geochronologicaly related to durbachites accompanied durbachites in the spectrum of pebbles. These granites are exotic in the present day surface. Our data indicate that the erosion level in the Upper Carboniferous time differs from the present day level.

LITERATURA

BOWES, D. R., KOŠLER, J., 1993: Geochemical Comparsion of the Subvolcanic Appinite Suite of the British Caledonides and the Durbachite Suite of the Central European Hercynides: evidence for Associated Shoshonitic and granitic Magmatism. – *Mineralogy and Petrology*, 48, 47–63.

DVOŘÁK, J., 1987: Paleozoikum Drahanské vrchoviny a jeho jv. okolí. *Zpr. Ústř. Úst. geol.* Praha.

EDEL, J. B., SCHULMANN, K., HOLUB, V., 2003: Anticlockwise and clockwise rotations of the Eastern Variscides accommodated by dextral lithospheric wrenching: palaeomagnetic and structural evidence. – *Jour. Geol. Soc. London*, 160: 209–218 Part 2 MAR 2003.

HLADIL, J. et al., 1987: Základní geologická mapa ČSFR 1:25 000. list Horákov-Mokrá 24-413. – *MS* CGS.

KOTKOVÁ, J., LEICHMANN, J., NOVÁK, M., 2002: HT rocks from the Visean conglomerates - further evidence for anexternal heat source in the internal zone of European Variscides. – 18th general meeting of the IMA, Edinburgh, p. 228.

KOTKOVÁ, J., SCHALTEGGER, U., LEICHMANN, J., 2003: 338–335 Ma old intrusions in the Bohemian Massif – a relic of the orogen-wide durbachitic magmatism in European Variscides. – *Jour. Geol. Soc.*, 1/2.

KUMPERA, O., LANG, V., 1975: Goniatitová fauna v kulmu Drahanské vysočiny (moravskoslezská zóna Českého masivu). – *Čas. Slezs. muz.*, A, 24, 11–32.

LEICHMANN, J., BROSKA, I., ZACHOVALOVÁ, K., 2003: Low-grade Metamorphic Alteration of Feldspar Minerals – a CL Study. – Terra Nova, 15, 2, 104–108.

LEICHMANN, J., KOTKOVÁ, J., NOVÁK, M., ZACHOVALOVÁ, K., 2002: Magmatic rock clast from Visean conglomerates – evidence for a volcanic arc between Brunovistulicum and Moldanubicum. – *Pangeo Austria*, Salzburg, 108–109.

LEICHMANN, J., ZACHOVALOVÁ, K., 2001: Cl evidence for K-feldspar vs. Plagioclace dominating fractionation – Durbachites from Bohemian Massif. – *Cathodoluminescence in Geosciences*, 77–78. Freiberg.

MONTEL, J., M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLET, CH., PROVOST, A., 1996: A fast reliable inexpensive in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite. – *Chem. Geol.*, 131, 37–53.

SHORE, M., FOWLER, A., D., 1996. Oscillatory zoning in Minerals: a common phenomenon. – *Canadian Miner.*, 34, 1111–1126.

ŠTELCL, J., 1960: Petrografie kulmských slepenců jižní části Drahanské vrchoviny. – *Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol.* 1, 3–103. Brno.

TOMÁŠKOVÁ, A., 1993a: Výzkum vulkanických hornin ze spodnokarbonských slepenců moravskoslezské oblasti. – *Dipl. práce. PřF MU*, Brno, 1993.

TOMÁŠKOVÁ, A., 1993b: Výzkum vulkanických hornin ze spodnokarbonských slepenců moravskoslezské oblasti. – *Geol. výzk. Mor. Slez. 1993*, Brno, 66–67.

TONIKA, J., 1970: Geologie a petrografie jihlavského masivu. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, G 17, 105–119.

ZACHOVALOVÁ, K., LEICHMANN, J., 1999: Durbachites from Luleč Conglomerates – their Possible Source. – *Geolines*, 8, 76–77.

ZACHOVALOVÁ, K., LEICHMANN, J., 2000: The CL Study of feldspars from durbachites – genetic implication. – *Geolines*, 10, 79–80.