

## PŘÍSPĚVEK K PETROLOGII A GEOCHEMII MAGMATITU Z HLUBOČEK - MARIÁNSKÉHO ÚDOLÍ

CONTRIBUTION TO PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF MAGMATITE  
FROM HLUBOČKY - MARIÁNSKÉ ÚDOLÍ

TOMÁŠ PEK

### Abstract

Pek, T., 2024: Příspěvek k petrologii a geochemii magmatitu z Hluboček - Mariánského Údolí. - Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 109, 2, 197-212 (with English summary).

*Contribution to petrology and geochemistry of magmatite from Hlubočky - Mariánské Údolí*

This paper presents new information about petrology and geochemistry of lamprophyre dyke from Hlubočky - Mariánské Údolí near Olomouc. Correct petrographic classification of this rock is discussed (vogesite instead of its previous description as camptonite). Based on geochemical comparison with Upper Palaeozoic lamprophyres and Cenozoic alkaline volcanic rocks of broader vicinity, the Upper Palaeozoic age of this intrusion is highly probable.

*Key words:* Moravo - Silesian Culm Basin, vogesite, Variscan magmatism, geochemistry

Tomáš Pek, department of Geological Engineering, VŠB - TU Ostrava, 17. listopadu 2172/15, 708 00 Ostrava-Poruba, Czech Republic, e-mail: tomas.pek@vsb.cz

### ÚVOD

Kulmské sledy na Moravě a ve Slezsku i přes své značné povrchové rozšíření prakticky postrádají projevy variského vulkanismu. Mimo ostrůvků předflyšových hornin s hojnými projevy bimodálního vulkanismu (PŘICHYSTAL 1990) šternbersko-hornobenešovského pásma, konicko-mladečského devonu a několika mobilních zón menšího rozsahu (PŘICHYSTAL 1996) je zde variský magmatismus zastoupen jen drobnými izolovanými výskyty posttektonických hornin charakteru lamprofyřů či hornin s lamprofyrickou afinitou. Jde o lokality tzv. janovských basik v okolí Jindřichova ve Slezsku (POLICKÝ 1960, DVOŘÁK a PŘICHYSTAL 1982), o minetu z lomu v Rozstání - Baldovci (KRMÍČEK a PŘICHYSTAL 2005), alkalickoživcový porfyrický mikrodiorit z Olšan (KRMÍČEK *et al.* 2006), silně alterované magmatické žíly ne zcela jasného petrografického charakteru z lomu Podhůra u Týna nad Bečvou (DOLNÍČEK *et al.* 2008) a podobné horniny z vrtů Veselí 7 a 8 u Oder (PŘICHYSTAL 1988). Podle některých interpretací náleží do této skupiny i magmatická hornina z Hluboček - Mariánského Údolí u Olomouce, jež se stala předmětem výzkumu prezentovaného v tomto příspěvku. Mimo variské magmatity v prostoru kulmu jesenického bloku hojně vystupují i kenozoické alkalické vulkanity řady olivinický nefelinit - nefelinický basanit - alkalický olivinický bazalt (BARTH 1977, FEDIUK a FEDIUKOVÁ 1985), jejichž povrchové rozšíření několikanásobně přesahuje rozsah jmenovaných variských magmatitů.

Právě zmíněná magmatická hornina z Hluboček - Mariánského Údolí náleží mezi nejpozoruhodnější projevy magmatismu v prostoru moravskoslezského spodního karbonu v kulmském vývoji. Prakticky již od svého objevu na počátku devadesátých let minulého století

je objektem bouřlivé diskuse, zahrnující často i zcela protichůdné názory a její pozice není dodnes zcela vyjasněna. Jako první se o lokalitě zmiňují ZAPLETAL a ZIMÁK (1994), kteří toto těleso popisují jako „závěr mělce podpovrchové intruze nevelké mocnosti s několika dílčími apofysami“. Na základě optického studia výbrusů, RTG difrakce, silikátové chemické analýzy a semikvantitativního stanovení obsahu stopových prvků spektrální metodou horninu klasifikují jako alkalický lamprofyrcamptonit a předpokládají jeho genetickou spojitost se severomoravskými neovulkanity. Důkazem pro příslušnost magmatitu k neovulkanitům měla být zejména vazba výskytu na křížení dislokací bušínské skupiny (lošovský lom) s bystrickou poruchou směru SV-JZ a také alkalický charakter horniny, jejíž pozice v klasifikačním diagramu TAS je blízká průměrným bodům moravskoslezských neovulkanitů (FEDIUK a FEDIUKOVÁ 1985, FOLTÝNOVÁ 2003).

S diametrálně odlišným názorem na geologickou pozici a stáří výskytu přichází PŘICHYSTAL (1997), kdy na základě nové chemické analýzy (včetně stanovení stopových prvků) shledává určitou podobnost magmatitu s variskými lamprofyry od Janova a alterovanými vulkanity z lomu Podhůra a vrtů Veselí 7 a 8 u Oder, a předpokládá tedy spíše jeho svrchnopaleozoické stáří.

Chemismem horninotvorných minerálů horniny (pyroxen, amfibol, živec, chlorit, ilmenit) se později zabývali ZIMÁK a VÁVRA (1998). Pyroxen dle jejich zjištění odpovídá diopsidu až augitu, amfibol pargasitu nebo magnesiohastingsitu se zvýšeným obsahem draslíku. Ze světých minerálů byla potvrzena pouze přítomnost alkalického živce o složení  $\text{Or}_{72}\text{Ab}_{28}$ .

Nejnoveji se o magmatitu zmiňuje KRMÍČEK *et al.* (2020) ve své práci o variských lamprofyrech Českého masívu, mezi něž horninu bez bližší diskuse zařazuje. Kromě jedné chemické analýzy (včetně stopových prvků) uvádí i izotopické složení lithia ( $\delta^3\text{Li}$ ) a hodnoty iniciálních poměrů izotopů Sr, Nd a Pb. Iniciální poměry izotopů Sr, Nd a Pb, vyčíslené na základě předpokládaného (ale nijak neodůvodněného) stáří horniny 275 Ma vcelku odpovídají izotopické signatuře ostatních autory studovaných svrchnopaleozoických lamprofyřů, avšak současné izotopické poměry a iniciální poměry, vypočtené na základě hypotetického kenozoického stáří horniny rovněž dobře odpovídají neovulkanitům Českého masívu (ULRYCH *et al.* 2016). Podrobným petrografickým popisem horniny, již označuje jako titanovogesit, se však nezabývá, konstatuje pouze, že se jedná o porfyrickou horninu s mikrokrytalickou základní hmotou, jejímiž hlavními minerálními součástkami jsou kaersutit, magnesiohastingsit, augit a apatit.

Jak je zřejmé z výše uvedeného, není otázka stáří předmětné horniny a její příslušnosti k neovulkanitům nebo k svrchnopaleozoickým lamprofyřům dosud jednoznačně vyřešena; příspěvek k řešení tohoto problému zejména na základě nových analýz stopových prvků je proto vedle detailní petrografické charakteristiky horniny klíčovým cílem této práce.

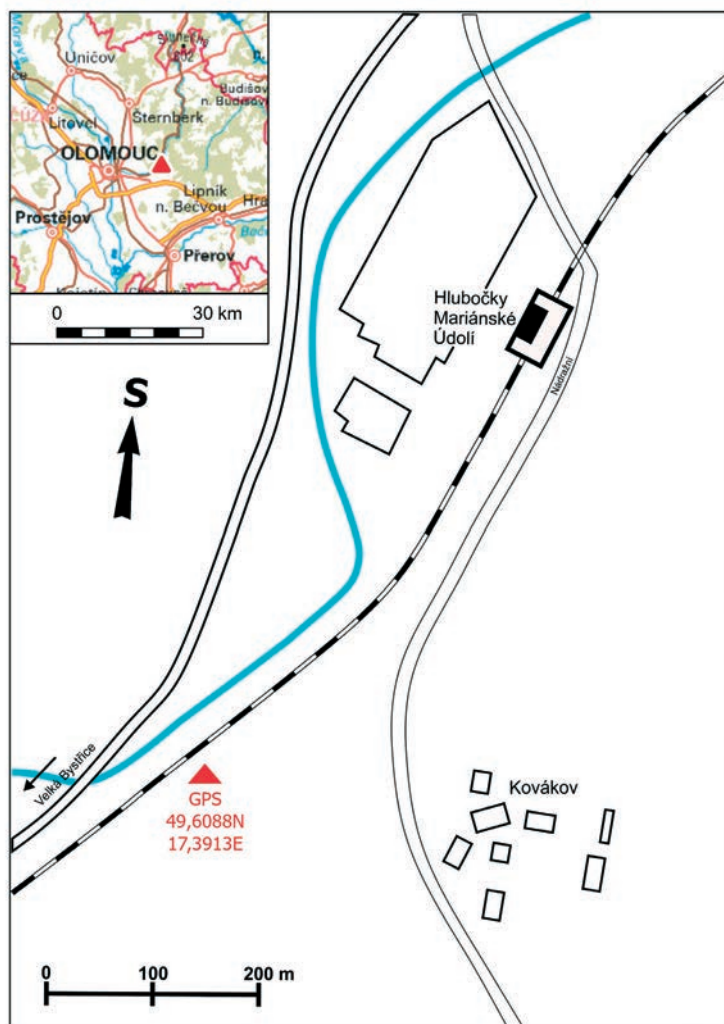
## METODIKA

Z odebraných vzorků byly zhotoveny výbrusy pro optickou mikroskopii a leštěné nábrusy, které byly po napaření Cr podrobeny studiu za použití autoemisního elektronového mikroskopu FEI Quanta - 650 FEG s EDX analyzátozem EDAX Galaxy v laboratoři Katedry geologického inženýrství VŠB - TU Ostrava. Bodové analýzy jednotlivých minerálních fází byly provedeny za následujících podmínek: tlak  $10^{-4}$  Pa (vysoké vakuum), napětí 20 kV, průměr svazku 6  $\mu\text{m}$ , za použití sady standardních materiálů SPI-02757-AB. Pro identifikaci jednotlivých spektrálních linií byla využita metoda spektrálního rozkladu s použitím funkce halographic peak deconvolution. Semikvantitativní analýza zastoupení jednotlivých minerálů ve vzorcích byla provedena v téže laboratoři metodou práškové RTG difrakce na přístroji Bruker - AXS D8 Advance s polovodičovým detektorem Lynx Eye za následujících podmínek: záření  $\text{CuK } \alpha$  / Ni filtr, napětí 40 kV, proud 40 mA, krok  $0,014^\circ 2\theta$ , celkový čas na kroku 1,25 s. Pro zpracování byl využit soubor programů Bruker Diffrac Suite a databáze difrakčních dat PDF-2, verze 2022, pro semikvantitativní vyhodnocení

program Bruker Topas, verze 5. Chemické analýzy hlavních oxidů i stopových prvků byly provedeny v laboratoři VŠB – TU Ostrava metodou XRF na vlnově dispersním spektrometru Bruker S8, ztráta žíháním byla určena v elektrické peci při teplotě 1000 °C. Orientační hodnota magnetické susceptibilitity horniny byla stanovena na kusových vzorcích pomocí přenosného ručního kapametru KT-5 (Geofyzika Brno).

## CHARAKTERISTIKA VÝSKYTU

Těleso vulkanitu vystupuje na s. okraji skalního defilé ve svrchní části zářezu železniční tratě Olomouc – Moravský Beroun asi 600 m jjz. od železniční stanice Hlubočky – Mariánské Údolí v blízkosti silničního mostu přes řeku Bystřici (obr. 1). Magmatická hornina zde vytváří konformní těleso, pronikající v délce asi 20 m kontaktně prakticky ne-



Obr. 1. Situační mapka území, výchoz magmatické horniny označen trojúhelníkem.

Fig. 1. Position map of the territory, outcrop of the studied magmatic rock marked with a triangle.

ovlivněnými aleuropelity moravického souvrství. Mocnost tělesa je silně proměnlivá, většinou se pohybuje okolo 1 m, místy však těleso vyklišuje a opět nasazuje, a tedy jde spíše o soustavu směrně uspořádaných sblížených čoček než o jedinou ložní žilu (viz obr. 2). Již makroskopicky je vyvřelina na výchozu silně alterovaná a zvláště při povrchu i intenzivně zvětralá až rozložená, její barva v závislosti na stupni navětrání a alterace kolísá od rezivě hnědé až po černošedou. Makroskopicky výrazným rysem horniny je její kulovitá odlučnost a rovněž přítomnost 1–2 mm velkých černo zelených až šedočerných porfyrických vyrostlic silně přeměněných až zcela rozložených tmavých minerálů. Pouhým okem jsou rovněž patrné nehojné drobné mandle s většinou již vylouženým karbonátem a také vzácné křemenné xenokrysty o velikosti až 2–3 mm.

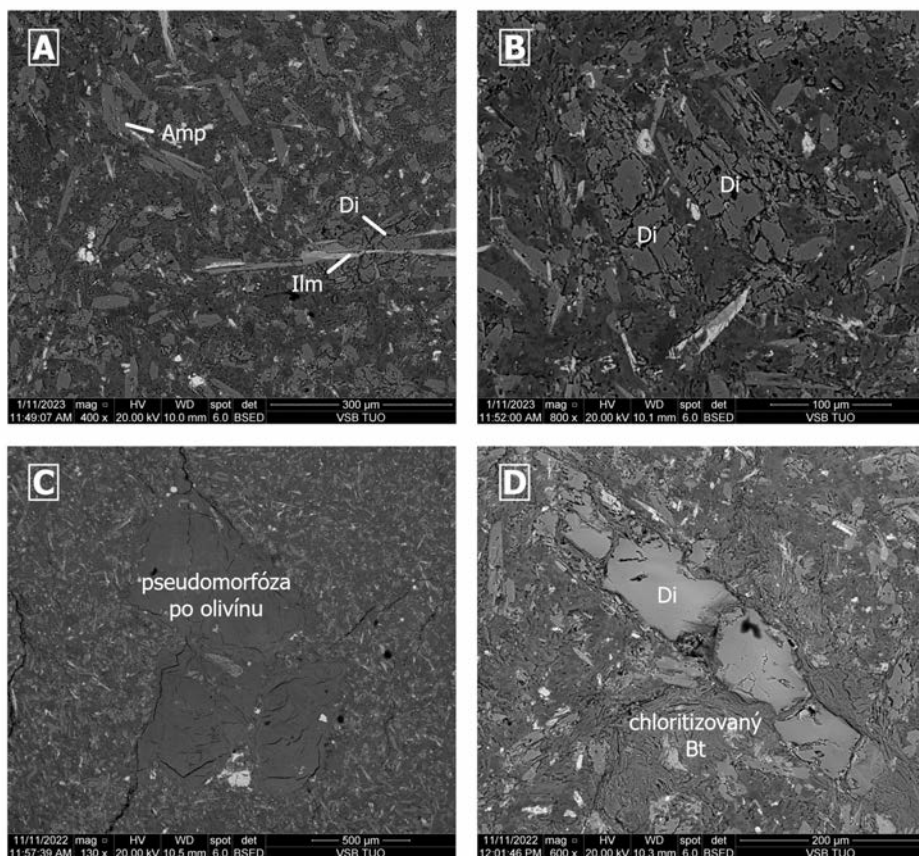


Obr. 2. Výchoz studovaného magmatitu, v horní části snímku patrný kontakt s aleuropelity moravického souvrství (Foto J. Flössnerová).

Fig. 2. The outcrop of the studied magmatite, in the upper part of the picture a visible contact with aleuropelites of the Moravice Formation (Photo J. Flössnerová).

## PETROGRAFICKÝ POPIS

Mikroskopický i BSE pohled (obr. 3) potvrzuje výraznou alteraci prakticky všech nerostných součástí horniny, čemuž nasvědčuje i magnetická susceptibilita horniny, pohybující se okolo  $7 \cdot 10^{-3}$  jednotek SI. Žádný z odebraných vzorků nelze označit za zcela čerstvou horninu, neboť všechny představují vulkanit více či méně alterovaný. Následující poznatky o petrografii horniny jsou tedy založeny zejména na charakteru relativně méně přeměněných vzorků, které byly studovány jak pomocí optické mikroskopie, tak vzhledem k charakteru horniny zejména pomocí elektronové mikroskopie a mikroanalýzy.



Obr. 3. BSE snímky vogesitu (foto D. Matýšek)

- A) idiomorfni až hypidiomorfni zrna amfibolu v jemnozrnné základní hmotě, v pravé střední části snímku tabulka silně přeměněného ilmenitu, z části uzavíraná drceným a alterovaným pyroxenem
- B) vyrostlice silně přeměněného a drceného pyroxenu v základní hmotě
- C) vyrostlice pseudomorfóz po olivínu, tvořené zejména chloritem
- D) vyrostlice pyroxenu, ve spodní části lemovaná agregátem zcela chloritizovaného biotitu

Fig. 3. BSE images of vogesite (photo D. Matýšek)

- A) euhedral to subhedral amphiboles in fine-grained groundmass, at the right central part of the image there is a table of intensively altered ilmenite, partially enclosed by cataclased and altered pyroxene
- B) phenocrysts of intensively altered pyroxene in groundmass
- C) phenocrysts of pseudomorphs after olivine, consisting mainly of chlorite
- D) phenocrysts of pyroxene, in lower part rimmed by totally chloritised biotite

Hornina vykazuje porfyrickou strukturu, kdy vyrostlice jsou představovány zejména pseudomorfózami pravděpodobně po olivínu a v menší míře i alterovaným pyroxenem nebo pseudomorfózami po něm. Základní hmota se skládá především z idiomorfního až hypidiomorfního amfibolu (méně i pyroxenu, příp. biotitu) a extrémně jemnozrnné směsi světlých minerálů (K-živce, albit, křemen).

Makroskopicky nápadné hypidiomorfně omezené vyrostlice isometrického tvaru dosahují velikosti až 1–2 mm (obr. 3c), čímž velikostně výrazně převyšují ostatní nerostné součástky horniny. Relikty primárního minerálu nebyly v těchto pseudomorfózách zjištěny ani pomocí elektronové mikrosondy, ale vzhledem k jejich charakteristickému tvaru lze předpokládat, že se původně jednalo o olivín. Na jejich minerálním složení se podílí zejména chlorit, křemen, většinou již vyloužený karbonát a dále též mastek a jílové minerály. V periferních partiích těchto pseudomorfóz byla v některých případech zjištěna velmi drobná (do 20  $\mu\text{m}$ ), drčená, původně dokonale automorfni zrnka blíže neidentifikovaného chromspinelidu (vzhledem k praktické absenci Al a Mg v orientační EDX analýze pravděpodobně chromitu).

Méně nápadné a obvykle též drobnější jsou hypidiomorfni vyrostlice rozpukaného, od okrajů a po puklinách chloritem intenzivně zatlačovaného pyroxenu (obr. 3b) o velikosti do 1,5 mm, opticky i chemicky shodné s pyroxenem základní hmoty. Poměrně vzácně jsou pyroxenové vyrostlice lemovány úzkým lemlem šupinatého biotitu (jen ve vzorcích s podstatnějším zastoupením biotitu v základní hmotě), v silněji alterovaných vzorcích jsou pak zcela pseudomorfovány chloritem.

Základní hmota horniny je složena z převážně hypidiomorfně až idiomorfně omezených tmavých minerálů (zvláště amfibol, méně pyroxen a podřízeně i biotit) a z velmi jemnozrnné směsi allotriomorfně omezených světlých minerálů (živce a křemen), vyplňující prostor mezi zrnky mafitů. Z tohoto hlediska lze tedy strukturu horniny označit jako lamprofyrickou.

Nejhojnějším tmavým minerálem horniny je ve výbruse hnědý amfibol (obr. 3a), vytvářející idiomorfně až hypidiomorfně omezené sloupce šestiúhelníkového průřezu o velikosti nejčastěji okolo 0,1 až 0,2 mm. V některých případech byla zjištěna i relativně větší zrna, blízcí se svou velikostí vyrostlicím. Od okrajů a po puklinách je amfibol zatlačován směsí chloritu a titanitu, ve srovnání s pyroxenem je však stupeň jeho přeměny obvykle výrazně nižší. Z optických vlastností je charakteristický slabý pleochroismus (hnědá – hnědožlutá barva), úhel zhášení  $\gamma/c$  činí okolo 12°. Na základě EDX analýz náleží studovaný amfibol v souladu se současnou klasifikací IMA (HAWTHORNE *et al.* 2012) mezi Ca-amfiboly ( ${}^B\text{Ca} = 1,404\text{--}1,893 \text{ apfu}$ ), většina analýz odpovídá Ti-bohatému pargasitu či Ti-bohatému K-pargasitu, další dvě analýzy odpovídají pargasitu a Ti-bohatému K-sadanagaitu (viz tab. 1). Charakteristické je téměř vyrovnané zastoupení Na a K na pozici A ( ${}^A\text{K} = 0,266\text{--}0,385 \text{ apfu}$ ,  ${}^A\text{Na} = 0,272\text{--}0,345 \text{ apfu}$ ) a zvýšený obsah Ti (0,223–0,489  $\text{apfu}$ ).

Dalším tmavým minerálem základní hmoty je pyroxen, vytvářející poměrně intenzivně chloritizovaná, původně hypautomorfni zrna, velikostí (nejčastěji okolo 0,5 mm) obvykle přesahující amfibol. Oproti amfibolu je silněji přeměněn, některá zrna (zvláště větší) jsou i znatelně rozlámana. Ve výbrusu je bezbarvý pyroxen prakticky neplechroický, odchylka zhášení činí průměrně 45°. Podle klasifikace MORIMOTA *et al.* (1988) se jedná o člen řady Ca-Mg-Fe pyroxenů, odpovídající svým složením diopsidu ( $\text{Fe} = 0,211\text{--}0,219 \text{ apfu}$ ,  $\text{Mg} = 0,75\text{--}0,762 \text{ apfu}$ ,  $\text{Ca} = 0,846\text{--}0,849 \text{ apfu}$ ). Výsledky EDX analýz pyroxenu jsou zachyceny v tabulce 2, pozice analyzovaných pyroxenů v klasifikačním diagramu En-Wo-Fs je zobrazena na obr. 4.

Nejméně rozšířeným tmavým minerálem horniny je biotit (obr. 3d), který byl v podstatnějším množství zjištěn pouze v relativně silněji alterovaných vzorcích se zachovalými relikty tmavých minerálů, vyznačujících se výraznou převahou  $\text{K}_2\text{O}$  nad  $\text{Na}_2\text{O}$ . Vystupuje zde jednak v podobě šupinek v základní hmotě horniny (do velikosti 0,1 mm), tak také jako šupinkovité agregáty, lemující některé vyrostlice pyroxenu. EDX analýzy biotitu nejsou vzhledem k silné alteraci reprezentativní.

Tabulka 1. Reprezentativní EDX analýzy amfibolu studované horniny (přepočteno na 22 O).

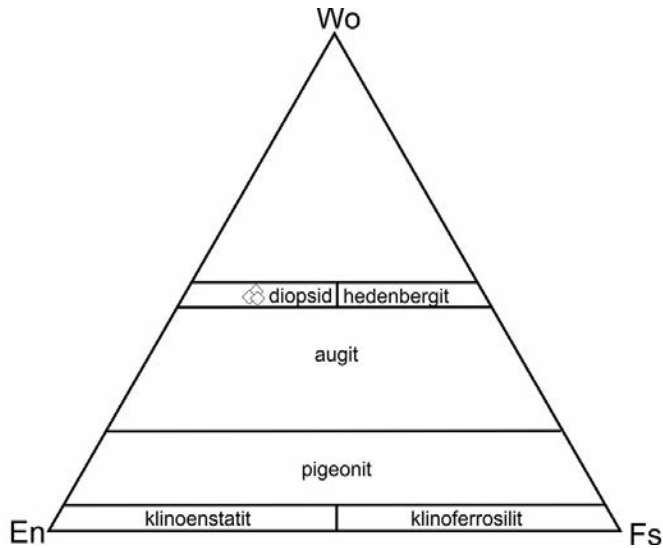
Table 1. Representative EDX analyses of amphibole from the studied rock (recalculated to 22 O).

Minerál	Ti bohatý K-pargasit	Ti bohatý pargasit	Ti bohatý pargasit	pargasit	Ti bohatý K-sadanagait
SiO <sub>2</sub>	44,61	44,84	44,25	46,7	41,6
TiO <sub>2</sub>	3,27	3,39	3,62	2,13	4,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	13,98	14,05	14,29	15,4
FeO	9,71	9,99	10,38	7,89	13,32
MgO	13,83	14,0	13,71	15,66	9,68
CaO	10,07	9,84	10,07	9,41	12,01
Na <sub>2</sub> O	2,1	2,2	2,16	2,42	1,52
K <sub>2</sub> O	1,7	1,75	1,76	1,5	2,05
suma	99,99	99,99	100,0	100,0	100,0
T					
Si	6,321	6,365	6,309	6,501	6,121
Al	1,679	1,635	1,691	1,499	1,879
C					
Ti	0,349	0,362	0,388	0,223	0,489
Al	0,776	0,704	0,669	0,845	0,792
Fe <sup>3+</sup>	0,568	0,585	0,611	0,455	0,395
Fe <sup>2+</sup>	0,386	0,386	0,418	0,227	1,200
Mg	2,921	2,963	2,914	3,250	2,123
B					
Fe <sup>2+</sup>	0,197	0,215	0,209	0,237	0,044
Ca	1,529	1,497	1,538	1,404	1,893
Na	0,274	0,288	0,253	0,360	0,063
A					
Na	0,303	0,317	0,345	0,293	0,371
K	0,307	0,317	0,320	0,266	0,385
Suma kat.	15,610	15,634	15,665	15,560	15,755
W					
OH	1,302	1,275	1,223	1,553	1,021
O	0,698	0,725	0,777	0,477	0,979

Tabulka 2. Reprezentativní EDX analýzy pyroxenu studované horniny.

Table 2. Representative EDX analyses of pyroxene from the studied rock.

	diopsid	diopsid	diopsid
SiO <sub>2</sub>	51,39	51,62	51,97
TiO <sub>2</sub>	2,6	2,25	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	4,18	4,11
FeO	6,76	7,0	6,94
MgO	13,7	13,42	13,55
CaO	21,18	21,16	21,15
suma	99,99	99,63	100
Si	1,917	1,934	1,939
Ti	0,073	0,063	0,064
Al	0,191	0,184	0,181
Fe	0,211	0,219	0,217
Mg	0,762	0,75	0,754
Ca	0,846	0,849	0,846
En	41,88	41,22	41,51
Fs	11,59	12,06	11,93
Wo	46,53	46,71	46,56



Obr. 4. Chemismus pyroxenu z vogesitu z Hluboček - Mariánského Údolí v klasifikačním diagramu Fs-En-Wo.  
 Fig. 4. Chemistry of pyroxene of vogesite from Hlubočky - Mariánské Údolí in classification diagram Fs-En-Wo.

Světlé minerály horniny jsou zastoupeny xenomorfními živci a křemenem, které vyplňují v podobě velmi jemnozrnné (velikost zrn řádově v jednotkách  $\mu\text{m}$ ), zakalené a opticky neurčitelné směsi prostor mezi zrny tmavých minerálů. Z živců ve všech vzorcích jednoznačně převládá živec draselný nad sodnovápenatými živci, které jsou zastoupeny téměř výhradně čistým albitem. Relikty původních bazičtějších plagioklasů (oligoklas - andesin) byly zjištěny jen zcela ojediněle, analýzy navíc nejsou vzhledem k extrémní jemnozrnnosti základní hmoty reprezentativní. V menší míře vystupuje v základní hmotě horniny i křemen, tvořící velmi drobná ( $X \mu\text{m}$ ), xenomorfní zrnka, intimně se prorůstající s živci, zvláště pak se živcem draselným. Kromě těchto xenomorfních zrn v základní hmotě vytváří křemen ještě poměrně vzácné, ale velmi nápadné útvary s náznaky automorfního omezení o velikosti až 2-3 mm, lemované zrny chloritizovaného pyroxenu či pseudomorfózami po něm. Pravděpodobně se jedná o xenokrysty, jejichž výskyt v lamprofyrech je poměrně častý (ROCK 1984). Z oblasti slezského kulmu jsou popisovány např. DVOŘÁKEM a PŘICHYSTALEM (1982) z janovských basik.

Nejhojnějším akcesorickým minerálem horniny je apatit, jehož zastoupení se podle semikvantitativních RTG difrakčních analýz pohybuje až okolo 4 %, což je v souladu s abnormálně vysokým obsahem  $\text{P}_2\text{O}_5$  v chemických analýzách (přes 2 %). Apatit vytváří obvykle dokonale automorfní, dlouze sloupcovité až jehlicovité krystaly šestiúhelníkového průřezu o velikosti až přes 0,1 mm, vystupující zejména v křemen-živcové základní hmotě, ale i jako inkluze v tmavých minerálech (zvláště v pyroxenu) nebo v pseudomorfózách po nich. Jeho chemismus nebyl blíže zkoumán.

Druhou nejrozšířenější akcesorií je ilmenit, resp. jeho alterační produkty, tvořící opak-ní tabulkovitá zrna, velikostně se pohybující od prvních desítek mikronů až po 0,5 mm, obvykle intenzivně zatlačovaná směsí sekundárního titanitu a blíže neidentifikovaného oxidu titanu. Míra alterace jednotlivých zrn se často liší (i v rámci jednotlivých vzorků), větší zrna jsou obvykle přeměněna silněji než zrna drobná, která zůstávají relativně čer-



stvější. Největší tabulky ilmenitu jsou navíc v některých případech zřetelně deformované. Zastoupení ilmenitu, resp. jeho alteračních produktů, lze odhadnout na jednotky procent.

Z dalších akcesorických minerálů byl již méně hojně zjištěn pyrit, resp. pseudomorfózy oxihydroxidů Fe po pyritu ve formě xenomorfních zrn či jejich shluků do velikosti až 0,3 mm a extrémně vzácné (jednotky zrn) i mikroskopické, dokonale idiomorfní sloupce neidentifikovaného minerálu o velikosti do 10  $\mu\text{m}$ , uzavírané křemenem a K-živcem základní hmoty. Podle bodové EDX analýzy se jedná o silikát Ca, Ti a REE (čevkinit?, perrierit?), vzhledem k malým rozměrům však analýzy tohoto minerálu nejsou reprezentativní.

Nehojně jsou v hornině zastoupeny drobné (1 mm) mandle, vyplněné v centrálních partiích karbonátem (většinou již vylouženým), lemovaným křemenem a chloritem. Velmi vzácné pak byly v základní hmotě horniny zjištěny až 1 mm velké okrouhlé útvary prouřtajícího se K-živce a albitu, ostře ohraničené od okolí (segregace leukokratiní složky?, produkt devitrifikace?).

Pro studovanou magmatickou horninu je příznačná silná, avšak variabilní, hydrotermální alterace, postihující prakticky všechny nerostné součástky. Vedle možné albitizace původního plagioklasu se jedná zejména o přeměnu primárních mafických minerálů na chlorit, jílové minerály a karbonát, ve studovaných vzorcích často již vyloužený, popř. i na křemen a mastek. U nejsilněji přeměněných vzorků dochází dokonce k úplnému rozkladu tmavých minerálů a hornina je pak tvořena směsí živců, křemene, jílových minerálů (dle RTG difrakce montmorillonit), chloritu a akcesorií (apatit). Relikty původních tmavých minerálů jsou u těchto vzorků zjištělné pouze pomocí elektronového mikroskopu. Je však otázkou, zda na charakter těchto nejsilněji přeměněných vzorků nemohly mít vedle alterace vliv i zvětrávací procesy.

## GEOCHEMIE

Celkem bylo provedeno 5 chemických analýz metodou XRF (viz tab. 3), a to jak relativně čerstvých vzorků (HL 4, 5 a 6), tak středně (HL 1) i silně přeměněných vzorků (HL 3) pro zjištění změn chemismu v důsledku alterace. Vzhledem k variabilní míře alterace, projevující se i vysokým obsahem vázané vody a volatilních komponent, vyjádřeným vysokou hodnotou ztráty žiháním (4,16–9,99 %) budou v následujícím textu komentovány v případě hlavních oxidů pouze jejich obsahy přepočtené na bezvodou bázi.

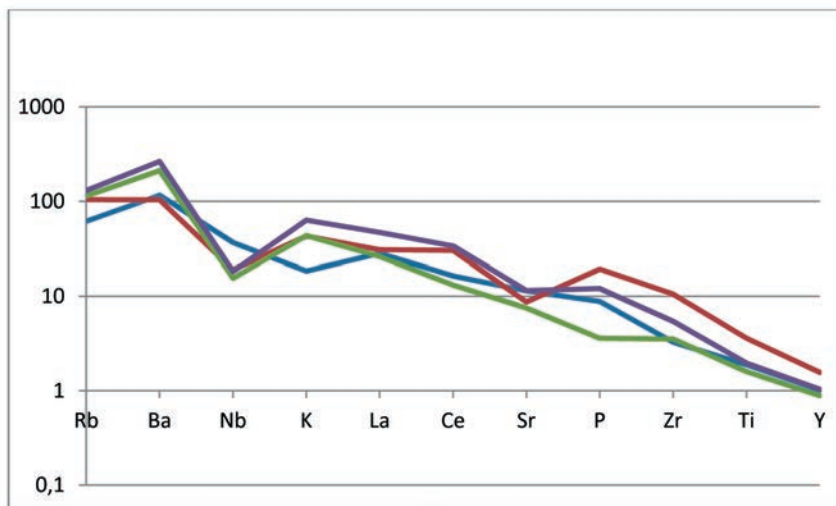
Z hlediska obsahu  $\text{SiO}_2$  se všechny vzorky řadí mezi horniny bazické, blíží se až k ultrabasikům. Význačný je alkalický charakter horniny, v TAS spadající do pole basanitu /tefritu, a převaha  $\text{K}_2\text{O}$  nad  $\text{Na}_2\text{O}$  (všechny studované vzorky tak dle definice LE MAITRE (1984) odpovídají vulkanitům draselné řady). Poměr  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  je přitom nejnižší u málo přeměněných vzorků, zatímco u silně alterovaných vzorků výrazně roste v důsledku klesajícího zastoupení  $\text{Na}_2\text{O}$ . Je však otázkou, nakolik je tato variabilita pouze důsledkem alteračních procesů a nakolik jde o primární variabilitu v chemismu, neboť vzorky s vysokým poměrem  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  zároveň vykazují i zvýšené obsahy biotitu. Z dalších hlavních oxidů je markantní abnormálně vysoký obsah  $\text{TiO}_2$  (až téměř 5 %) a  $\text{P}_2\text{O}_5$  (přes 2 %), souhlasící se značným zastoupením ilmenitu (a jeho alteračních produktů) a apatitu v modálním složení horniny.

Pro horninu jsou dále velmi charakteristické zvýšené obsahy kompatibilních prvků (Cr, Ni, Co) i inkompatibilních elementů, a to jak ze skupiny LILE (Ba, Sr, Rb), tak i HFSE (Zr, Y). Distribuční křivka obsahů stopových prvků po normalizaci N-MORB (SUN a McDONOUGH 1989) tak vykazuje klesající charakter od LILE (cca  $100 \times$  MORB) po HFSE (méně než  $10 \times$  MORB) s výraznou negativní anomálií Nb (viz obr. 5). V klasifikačním diagramu Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> (WINCHESTER a FLOYD 1977) spadají studované vzorky do pole alkalického basaltu (viz obr. 6).

Tabulka 3. Chemické analýzy vogesitu z Hluboček - Mariánského Údolí (přepočteno na bezvodou bázi, veškeré Fe vyjádřeno jako Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, hlavní oxidy v hm. %, stopové prvky v ppm).

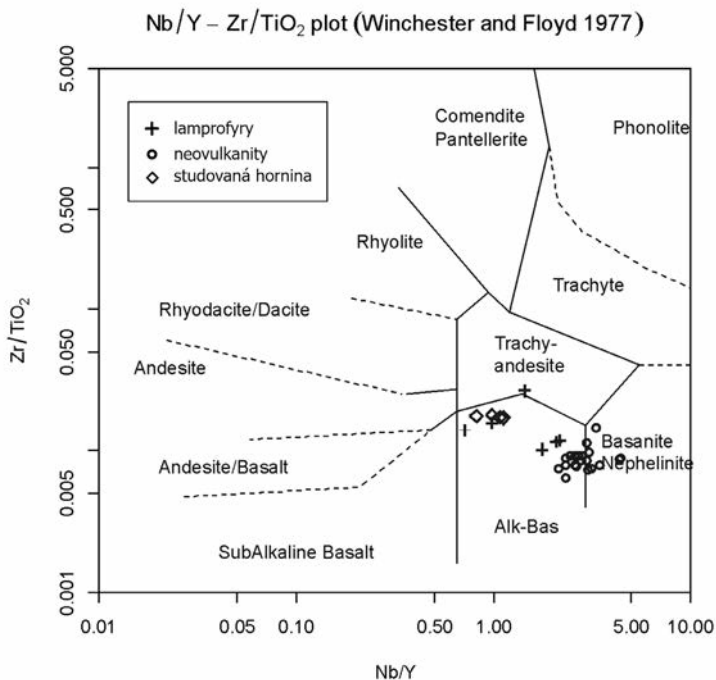
Table 3. Chemical analyses of vogesite from Hlubočky - Mariánské Údolí (recalculated to volatile free basis, total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, main oxides in w. %, trace elements in ppm).

Vzorek	HL1	HL3	HL4	HL5	HL6
SiO <sub>2</sub>	43,89	42,92	44,59	44,03	44,33
TiO <sub>2</sub>	4,72	4,42	4,98	4,89	4,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,42	14,38	12,73	12,36	12,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,67	17,25	14,6	15,13	14,44
MnO	0,25	0,16	0,19	0,18	0,17
MgO	7,29	7,22	6,95	7,3	8,11
CaO	9,62	7,62	8,77	7,68	9,03
Na <sub>2</sub> O	0,94	0,87	1,71	1,54	1,59
K <sub>2</sub> O	3,63	3,09	3,21	2,98	2,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,57	2,06	2,28	2,61	2,5
V	222	237	260	252	250
Cr	288	468	331	289	331
Co	41	38	32	38	31
Ni	541,3	462,1	147	164	192
Cu	38	40	36	34	33
Zn	101	115	113	111	110
Rb	68	65	56	53	51
Sr	874	528	767	828	817
Ba	1021,2	694,9	520	507	482
Y	39	44	41	42	54
Zr	748	701	846	843	829
Nb			46	45	44
La			73	79	95
Ce			244	245	239



Obr. 5. Distribuce stopových prvků ve vogesitu z Hluboček - Mariánského Údolí (červeně), v moravskoslezských neovulkanitech (modře), v lamprophyrických horninách moravskoslezského kulmu (zeleně) a v minetě z Rozstání - Baldovec (fialově) - normalizace N-MORB (SUN a McDONOUGH 1989).

Fig. 5. Distribution of trace elements in vogesite from Hlubočky - Mariánské Údolí (red), Moravo-Silesian Culm Basin (green) and in minette from Rozstání - Baldovec (violet) - normalised by N-MORB (SUN and McDONOUGH 1989).



Obr. 6. Pozice vogesitu z Hluboček – Mariánského Údolí (◇), moravskoslezských neovulkanitů (o) a svrchnopaleozoických lamprofytrů moravskoslezského kulmu (+) v diagramu Nb/Y – Zr/TiO<sub>2</sub> (WINCHESTER a FLOYD 1977).

Fig. 6. Position of vogesite from Hlubočky – Mariánské Údolí (◇), Moravo-Silesian neovulcanites (o) and Upper Paleozoic lamprophyres of Moravo-Silesian Culm Basin (+) in Nb/Y – Zr/TiO<sub>2</sub> plot (WINCHESTER and FLOYD 1977).

## DISKUSE

Korektní klasifikace horniny je vzhledem k silné alteraci, jež je také klíčovým faktorem její petrografické a geochemické variability, nesnadná. Z primárních magmatických minerálů tak zůstal vedle akcesorií (apatit, ilmenit) zachován pouze pyroxen, amfibol a popřípadě i biotit, jež však může potenciálně představovat i alterační produkt. Závažným problémem je však charakter základní hmoty horniny (K-živec > albit, křemen), jež může představovat primární magmatickou asociaci (vznik křemene lze vysvětlit nejspíše frakcionací SiO<sub>2</sub> deficientního amfibolu), ale rovněž nelze vyloučit postmagmatickou albitizaci původního plagioklasu, jehož reliktů byly v hornině ojediněle zjištěny (jež však lze alternativně interpretovat rovněž jako jádra silně zonálních plagioklasů, jejichž periferní partie jsou budovány čistým albitem). Závislost mezi zastoupením živeců a stupněm alterace však nelze pozorovat, růst poměru K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O v silněji přeměněných vzorcích je totiž způsoben především chloritizací amfibolu a odnosem uvolněného Na a nikoliv změnou v chemismu živeců.

ZAPLETAL a ZIMÁK (1994) ve své náleзовé zprávě horninu klasifikují jako alkalický lamprofytr – camptonit a nikdo z pozdějších autorů (s výjimkou KRMÍČKA *et al.* 2020) s tímto označením nepolemizuje. Horninu je třeba na základě kritérií LE MAITRE *et al.* (2002) či ROCKA (1984) jednoznačně nadále klasifikovat jako lamprofytr. Panidiomorfni struktura, dominantní zastoupení tmavých minerálů obsahujících OH-skupinu, vysoké obsahy K<sub>2</sub>O a inkompatibilních a zároveň i kompatibilních prvků jsou spolu s přítomností křemenných xenokrystů pro lamprofytry naprosto charakteristické. Problémem však je zařazení horniny mezi alkalické či vápenato-alkalické lamprofytry. Chemismus primárního amfibolu svým ob-

sahem  $\text{TiO}_2$  vcelku odpovídá charakteru amfibolu alkalických lamprofyřů (KRMÍČEK a CHALAPATHI RAO 2021), ovšem nelze přehlédnout skutečnost, že amfiboly se srovnatelným obsahem Ti (KRMÍČEK *et al.* 2020, PEK 2022) jsou známy rovněž z lamprofyřů širšího okolí, jež rovněž neobsahují foidy v základní hmotě a jsou klasifikovány jako lamprofyry vápenato-alkalické. Proti příslušnosti k alkalickým lamprofyřům však hovoří absence foidů či pseudomorfóz po nich v základní hmotě horniny; vzhledem k zastoupení křemene je navíc jejich původní přítomnost nanejvýš nepravděpodobná. Rovněž zastoupení živců odporuje klasifikaci horniny jako camptonitu, jež je definován (LE MAITRE *et al.* 2002) jako lamprofyř s převahou plagioklasu nad K-živcem. V současném modálním složení horniny však jednoznačně dominuje draselný živec nad albitem (resp. zcela hypoteticky albitizovaným plagioklasem) a přihlédneme-li k vysokým obsahům draslíku v primárním amfibolu ( $K = 0,266-0,385 \text{ apfu}$ ), jeví se jako nanejvýš pravděpodobné, že již mateřské magma bylo draslíkem bohaté a tedy i v původním modálním složení zřejmě dominovalo K-živcem.

Na základě těchto údajů je tedy třeba horninu klasifikovat jako lamprofyř, avšak nikoliv alkalický, nýbrž vápenato-alkalický. Vzhledem ke zjištěnému modálnímu složení, v němž dominuje amfibol a alkalický živec, se pak jedná o pyroxenický vogesit. Krmíčkov (KRMÍČEK *et al.* 2020) označení horniny jako titanovogesitu, jakkoliv příléhavé, postrádá oporu v oficiální klasifikaci vyřelých hornin dle IUGS (LE MAITRE *et al.* 2002).

Mnohem závažnější otázkou než klasifikace studované vyřeliny je její stáří, resp. příslušnost k variskému či neoidnímu magmatismu. ZAPLETAL a ZIMÁK (1994) ji řadí mezi neovulkanity, ačkoliv si všímají skutečnosti, že výskyt je geograficky poměrně vzdálený od jejich nejjihnějších výskytů. Tuto interpretaci zpochybňuje PŘICHYSTAL (1997), kdy upozorňuje na výraznou alteraci horniny, která není pro neovulkanity typická, a všímá si rovněž výrazných rozdílů v modálním složení (přítomnost amfibolu v hornině z Hluboček). Popisovaný lamprofyř pak považuje spíše za svrchnopaleozoický a geochemicky jej srovnává s magmatity od Janova (DVOŘÁK a PŘICHYSTAL 1982), Týna nad Bečvou (lom Podhůra) a z vrtů Veselí 7 a 8 u Oder (PŘICHYSTAL 1988). Srovnání však nevyznívá zcela jednoznačně, jednak pro vysoké obsahy  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  a  $\text{K}_2\text{O}$  v magmatitu z Hluboček, jimiž se liší jak od neovulkanitů, tak i od svrchnopaleozoických lamprofyřů, a také pro tehdejší nedostatek srovnávacích analýz moravskoslezských neovulkanitů, zahrnujících stopové prvky.

Z hlediska modálního složení je u studované vyřeliny nutno jednoznačně konstatovat podobnost se svrchnopaleozoickými lamprofyry a naopak výraznou odlišnost od moravskoslezských neovulkanitů. Přítomnost amfibolu a biotitu není rozhodně pro neovulkanity typická, zatímco ve svrchnopaleozoických lamprofyrech jde vždy o hlavní horninotvorné minerály. Rozdíly jsou i v zastoupení světlých minerálů, kdy pro studovanou horninu i pro lamprofyry širšího okolí je typická přítomnost albitu, resp. albitizovaného plagioklasu, zatímco v neovulkanitech se albitizace plagioklasů neuplatňuje. Rovněž tak v neovulkanitech zpravidla nevystupuje podstatnější množství K-živce, který je v lamprofyrech zastoupen vždy, a v některých případech (Rozstání) dokonce dominuje (KRMÍČEK a PŘICHYSTAL 2005), stejně tak jako v hornině z Hluboček. Pro moravskoslezské neovulkanity je navíc typická přítomnost foidů (FEDIUK a FEDIUKOVÁ 1985), které se však ve svrchnopaleozoických lamprofyrech zpravidla nevyskytují – analcím je popisován pouze z výplně mandlí a hydrotermálních žilek v minetě z Rozstání (KRMÍČEK a PŘICHYSTAL 2005).

I z hlediska chemismu (viz tab. 4) lze zkoumanou horninu jednoznačně paralelizovat spíše s variskými než neoidními vulkanity (zdroje srovnávacích analýz viz popisek tab. 4). Charakteristické jsou oproti neovulkanitům zejména snížené obsahy  $\text{CaO}$  a  $\text{MgO}$  a naopak vysoký poměr  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , jež obecně umožňuje poměrně dobré rozlišení mezi neovulkanity a svrchnopaleozoickými lamprofyry. Svými vysokými obsahy  $\text{TiO}_2$  a  $\text{P}_2\text{O}_5$  se pak hornina vymyká oběma srovnávacím skupinám, největší podobnost však je možno konstatovat s minetou z Rozstání – Baldovce (KRMÍČEK a PŘICHYSTAL 2005), která se navíc studovanému magmatitu podobá i z jiných hledisek (nízký obsah  $\text{SiO}_2$ , výrazná převaha  $\text{K}_2\text{O}$  nad  $\text{Na}_2\text{O}$ , vysoké obsahy Zr a Ce).

Tabulka 4. Srovnání chemismu vyvřeliny z Hluboček - Mariánského Údolí (využity analýzy z této práce a publikované analýzy z prací ZAPLETALA a ZIMÁKA (1994) a PRICHYSTALA (1997)) se severomoravskými neovulkanity (data z prací FEDIUKA a FEDIUKOVÉ (1985), FOLTÝNOVÉ (2003) a ŠEŠULKY *et al.* (2012)) a svrchnopaleozoickými lamprofyry moravskoslezského kulmu (analýzy z prací PEKA (2022), DVOŘÁKA a PRICHYSTALA (1982), KRMÍČKA a OPLETALA (2007), MAŠTERY (1973), KRMÍČKA a PRICHYSTALA (2005), PRICHYSTALA (1988), DOLNÍČKA *et al.* (2008) a KRMÍČKA *et al.* (2006)). Hlavní oxidy v hm. %, stopové prvky v ppm.

Table 4. Comparison of chemistry of magmatic rock from Hlubočky - Mariánské Údolí (analyses from this paper and published analyses from ZAPLETAL and ZIMÁK (1994) and PRICHYSTAL (1997)) with North Moravian neovolcanites (data from FEDIUK and FEDIUKOVÁ (1985), FOLTÝNOVÁ (2003) and ŠEŠULKA *et al.* (2012)) and Upper Paleozoic lamprophyres of Moravo-Silesian Culm Basin (analyses from PEK (2022), DVOŘÁK and PRICHYSTAL (1982), KRMÍČEK and OPLETAL (2007), MAŠTERA (1973), KRMÍČEK and PRICHYSTAL (2005), PRICHYSTAL (1988), DOLNÍČEK *et al.* (2008) and KRMÍČEK *et al.* (2006)). Major oxides in w. %, trace elements in ppm.

	studovaná hornina			neovulkanity			lamprofyry		
	průměr	minimum	maximum	průměr	minimum	maximum	průměr	minimum	maximum
SiO <sub>2</sub>	45,06	42,92	48,05	43,33	38,25	47,73	52,28	39,87	64,24
TiO <sub>2</sub>	4,56	4,03	4,98	2,39	1,1	3,22	2,02	0,34	3,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,05	11,42	15,7	12,03	9,07	14,4	15,52	10,01	19,21
MgO	7,52	6,95	8,11	11,12	7,83	17,3	7,52	2,55	14,48
CaO	8,45	7,54	9,62	11,36	8,69	15,85	7,39	3,29	11,86
Na <sub>2</sub> O	1,76	0,87	2,83	3,35	2,0	6,62	2,9	0,92	4,68
K <sub>2</sub> O	3,1	2,91	3,63	1,33	0,62	2,01	3,14	0,49	5,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,26	1,59	2,61	1,03	0,5	1,74	0,42	0,26	1,64
Nb	44,3	42	46	85,4	57,3	155	36,1	16,3	54
Zr	780	701	846	241,3	186	364	261,5	197,1	406
Y	43,8	39	54	28,4	21	36,9	24,8	21,5	29
Ce	227,2	197	245	122,8	76,5	225,3	98,6	69,8	271

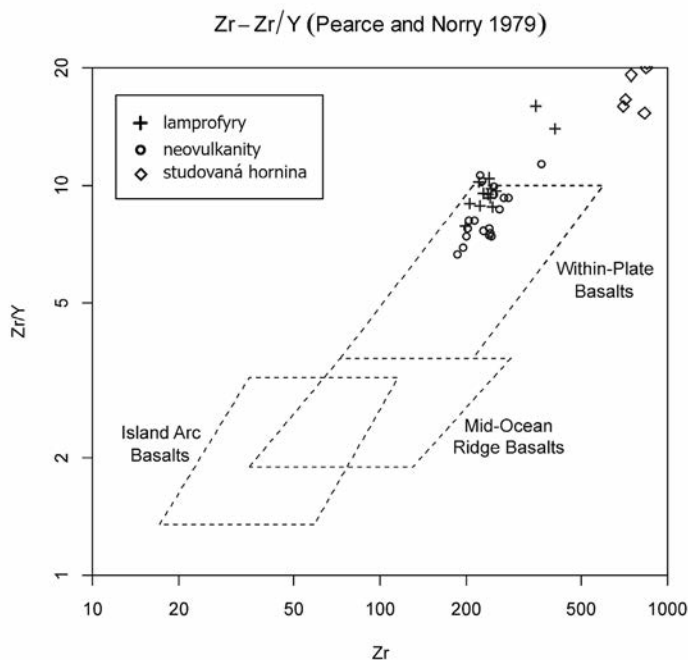
Spojitosť studované horniny s paleozoickým magmatismem lze dobře demonstrovat i na základě distribuce stopových prvků. PRICHYSTAL (1997) ke korelaci používá obsahy Sr, Rb, Ba, Cr, Ni a V, avšak zejména obsahy Sr, Rb a Ba mohou být výrazně ovlivněny alteračními procesy, a proto je pro zodpovědné posouzení lépe využít distribuce imobilních stopových prvků, jejichž obsahy by neměly být alterací výrazněji dotčeny, což je patrné i při srovnání chemismu vzorků různého stupně alterace.

Křivky distribuce stopových prvků, normalizované jejich obsahy v N-MORB (SUN a McDONOUGH 1989) pak ukazují jednoznačně na příbuznost studované horniny se svrchnopaleozoickými lamprofyry širšího okolí (viz obr. 5), přičemž hlavním společným rysem je přítomnost negativní Nb anomálie, kterou srovnávací analýzy neovulkanitů zcela postrádají a jež je typická nejen pro vápenato-alkalické lamprofyry (ROCK 1991), ale také pro magmatity konvergentních deskových rozhraní (BAIER *et al.* 2008), resp. kontinentální kůru jako celek (TAYLOR a McLENNAN 1985). Nejbližší studované hornině je pak opět distribuce stopových prvků v minetě z Roztání - Baldovce (KRMÍČEK a PRICHYSTAL 2005), jejíž variské stáří je navíc prokázáno radioisotopickým datováním (KRMÍČEK 2010, KRMÍČEK *et al.* 2020). Příslušnost studované horniny k variským magmatitům nadto dobře demonstrují i absolutní obsahy Nb (42-46 ppm), které jsou blízké jeho obsahu v permokarbonských lamprofyrech širšího okolí (průměr 36 ppm), ale přibližně poloviční oproti jeho obsahu v neovulkanitech (průměrně 85 ppm).

Velmi dobře vyniknou rozdíly mezi neovulkanity a studovanou horninou i v diagramech, založených na poměrech jednotlivých stopových prvků. V diagramu Nb/Y - Zr/TiO<sub>2</sub> (WINCHESTER a FLOYD 1977) zaujímají neovulkanity severní Moravy a Slezska poměrně konsistentní oblast na rozhraní polí alkalického basaltu a basanitu/nefelinitu (viz obr. 6), zatímco chemismus vulkanitů z Hluboček spadá do pole alkalického basaltu v blízkosti

jeho hranice s polem trachyandesitu a vykazuje tedy výrazné ochuzení Nb. Průmětné body svrchnopaleozoických lamprofytů širšího okolí vykazují v tomto diagramu značně nekonsistentní chování (odraz primární inhomogenity zdroje?), avšak většina jich leží v blízkosti hranice polí alkalického basaltu a trachyandesitu. Obdobnou situaci můžeme pozorovat i při využití jiných diskriminačních diagramů, založených na jiných imobilních prvcích než Nb, např. PEARCE a NORRY (1979), i když difference mezi průmětnými body neovulkanitů a magmatitů z Hluboček zde není tak markantní (viz obr. 7).

Ani vazba výskytu na křížení zlomů sudetského směru se zlomy směru SV-JZ až SSV-JJZ, typická pro většinu moravskoslezských neovulkanitů, není pádným argumentem pro neoidní stáří horniny, neboť v obdobné tektonické situaci vystupují zpravidla i svrchnopaleozoické lamprofyty (např. janovská basika, která jsou dle PEKA (2022) vázána na křížení opavické zóny se směrnými strukturami).



Obr. 7. Diagram Zr–Zr/Y (dle PEARCE a NORRYHO 1979) pro vogesit z Hluboček - Mariánského Údolí, moravskoslezské neovulkanity a lamprofyrické horniny moravskoslezského kulmu, vysvětlivky dle obr. 6.

Fig. 7. Zr–Zr/Y plot (after PEARCE and NORRY 1979) for vogesite from Hlubočky - Mariánské Údolí, Moravo-Silesian neovolcanites and lamprophyric rocks of Moravo-Silesian Culm Basin, explanation according to Fig. 6.

## ZÁVĚR

Na základě nových petrografických zjištění není možno magmatickou horninu z Hluboček - Mariánského Údolí označovat nadále jako camptonit, nýbrž jako pyroxenický vogesit. Na základě geochemických dat (zejména zastoupení imobilních stopových prvků) lze konstatovat značnou odlišnost horniny od moravskoslezských neovulkanitů a naopak nápadnou podobnost s některými svrchnopaleozoickými lamprofyty širšího okolí. Přihlédneme-li navíc k dalším význačným petrografickým odlišnostem zkoumané horniny a kenozoických alkalických vulkanitů severní Moravy a Slezska a ke skutečnosti, že popisovaný

výskyt leží již mimo oblast jejich rozšíření, zdá se příslušnost pyroxenického vogesitu z Hluboček – Mariánského Údolí k neovulkanické formaci krajně nepravděpodobnou. Na základě analogie s ostatními (z části radioisotopicky datovanými) lamprofyry moravskoslezské oblasti lze předpokládat nejspíše svrchnokarbonské či permské stáří horniny.

## SUMMARY

Lamprophyre dyke from Hlubočky – Mariánské Údolí is one of the most controversial manifestation of the magmatism in the Moravo – Silesian Culm Basin. It was firstly described by ZAPLETAL and ZIMÁK (1994), but its age (Upper Palaeozoic or Cenozoic) and geological position has not been established until now. Based on new petrological research, studied rock exhibits porphyritic texture with phenocrysts of totally decomposed olivine and minor pyroxene. Groundmass consists mainly of euhedral pargasitic amphibole (with elevated amount of Ti and K) and diopsidic pyroxene, felsic minerals are represented by extremely fine-grained mixture of anhedral K-feldspar, albite and quartz. Major accessory minerals are apatite and „leucoxenised“ ilmenite. This rock was subjected to intensive, but variable, postmagmatic alteration, which strongly affected its chemical and modal composition. Based on modal mineralogy (predominant amphibole and K-feldspar) this rock should be classified as vogesite, contradicting to its previous description as camptonite. Five new chemical analyses show rock of alkaline character, rich in  $K_2O$  and with significant enrichment in  $TiO_2$  and  $P_2O_5$ , corresponding to basanite / tephrite in TAS. Using geochemical investigation (including strongly immobile trace elements, whose concentrations were not affected by alteration processes), a significant difference was found between the neovolcanic rocks of Silesia and Northern Moravia and the studied vogesite, which can be correlated with upper Palaeozoic lamprophyres and allied rocks of Moravo-Silesian Culm Basin. Assuming modal composition of this rock, which is different from above mentioned neovolcanites and similar to Upper Palaeozoic lamprophyres, it can be concluded that Palaeozoic (probably upper Carboniferous or Permian) age of this unusual dyke rock is the most probable.

## PODĚKOVÁNÍ

Předkládaný výzkum byl podpořen z grantů SGS SP2023/80 a SP2022/30.

## LITERATURA

- BAIER, J., AUDÉLAT, A., KEPPLER, H., 2008: The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 267, 290–300.
- BARTH, V., 1977: Čedičové vulkány střední části Nizkého Jeseníku. – *Čas. Mineral. Geol.*, 22, 3, 279–291.
- DOLNÍČEK, Z., KROPÁČ, K., LEHOTSKÝ, T., ŠKODA, R., JAČKOVÁ, I., 2008: Nové petrografické, mineralogické a paleontologické výzkumy v lomu Podhůra (kra Maleníku, moravskoslezský kuhl). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 91–112.
- DVOŘÁK, J., PRICHYSTAL, A., 1982: Lamprofyry stefánského stáří janovsko-artmanovského antiklinoria ve Slezsku. – *Sbor. geol. věd, geol.*, 36, 93–113.
- FEDIUK, F., FEDIUKOVÁ, E., 1985: Postmezozoické alkalické vulkanity severní Moravy. – *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4, 355–382.
- FOLTÝNOVÁ, R., 2003: Geochemicko-petrografická charakteristika neovulkanitů severní Moravy a Slezska. – MS, diplomová práce, PFF MU Brno.
- HAWTHORNE, F. C., OBERTI, R., HARLOW, G. E., MARESCH, W. V., MARTIN, R. F., SCHUMACHER, J. C., WELCH, M. D., 2012: Nomenclature of the amphibole supergroup. – *American Mineralogist*, 97, 11–12, 2031–2048.
- KRMÍČEK, L., 2010: Předmezozoické lamprofyry a související žilné intruze Českého masivu (Česká republika, Polsko, Německo, Rakousko): komentovaný přehled. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 95, 2, 3–61.
- KRMÍČEK, L., CHALAPATHI, RAO, N. V., 2021: Lamprophyres, lamproites and related rocks as tracers to supercontinent cycles and metallogenesis. – *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 513, 1–16.

- KRMÍČEK, L., OPLETAL, M., 2007: Postkolizní magmatická žíla od Dolního Údolí u Zlatých Hor (Hrubý Jeseník). - Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2006, 76-80.
- KRMÍČEK, L., PŘICHYSTAL, A., 2005: První nález žíly lamprofyru na Dražanské vrchovině. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004, 59-63.
- KRMÍČEK, L., PŘICHYSTAL, A., HALAVÍNOVÁ, M., 2006: Objev a genetický význam porfyrického alkalickoživcového mikrodioritu (dioritového porfyritu) v Olšanech na Dražanské vrchovině. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005, 98-101.
- KRMÍČEK, L., ROMER, R. L., TIMMERMAN, M. J., ULRYCH, J., GLODNY, J., PŘICHYSTAL, A., SUDO, M., 2020: Long-Lasting (65 Ma) Regionally Contrasting Late- to Post-Orogenic Variscan Mantle-derived Potassic Magmatism in the Bohemian Massif. - Jour. Petrol., 61, 7, 1-41.
- LE MAITRE, R. W., 1984: A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali sílica (TAS) diagram. - Austral. Journ. Earth. Sci., 31, 243-255.
- LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M. J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SØRENSEN, H., WOOLLEY, A. R., 2002: Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. - Cambridge University Press, Cambridge, p. 19.
- MAŠTERA, L., 1973: Připomínky k problematice janovských bazik v Hrubém Jeseníku. - Čas. Slez. muz., ser. A., 22, 2, 139-145.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKI, K., 1988: Nomenclature of pyroxenes. - Mineralogical Magazine, 52, 535-550.
- PEARCE, J. A., NORRBY, M. J., 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 33-47.
- PEK, T., 2022: Výskyty variských magmatitů ve výchozové části moravskoslezského kulmu. - MS, diplomová práce, VŠB - TU Ostrava
- POLICKÝ, J., 1960: Příspěvek k poznání basicých vyvělin v andělskohorských vrstvách v severním Slezsku. - Sbor. věd. prací VŠB (Ostrava), ř. geol., 6, 5-6, 621-640.
- PŘICHYSTAL, A., 1988: Výskyty žil magmatických hornin v kulmských sedimentech v okolí Moravské brány. - Zpr. Geol. Výzk. v r. 1985, 164-165.
- PŘICHYSTAL, A., 1990: Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). - Sbor. geol. věd, ložisková geol., mineralogie., 29, 41-66.
- PŘICHYSTAL, A., 1996: Moravskoslezské bradlové pásmo. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 113-118.
- PŘICHYSTAL, A., 1997: Geochemická charakteristika lamprofyru z kulmu od Hluboček - Mariánského Údolí (okres Olomouc). - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 79-81.
- ROCK, N. M. S., 1984: Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and Rock, N. M. S., 1991: Lamprophyres. - Blackie and Son, Glasgow/London.
- SUN, S. S., McDONOUGH, W. F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. - In: SAUDERS, A. D., NORRBY, M. J. (eds.): Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 42, 313-345.
- ŠEŠULKA, V., DRÁPALOVÁ, R., PŘICHYSTAL, A., VŠIANSKÝ, D., 2012: Nové poznatky o neovulkanitu v Pohoří u Oder (okres Nový Jičín). - Geol. výzk. Mor. Slez., 19, 1-2, 48-52.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M., 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. - Blackwell, Oxford.
- ULRYCH, J., KRMÍČEK, L., TOMEK, Č., LLOYD, F. E., LADENBERGER, A., ACKERMANN, L., BALOGH, K., 2016: Petrogenesis of Miocene alkaline volcanic suites from western Bohemia: Whole rock geochemistry and Sr - Nd - Pb isotopic signatures. - Chemie der Erde, 76, 77-93.
- WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A., 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.: Chem. Geol., 20, 325-343.
- ZAPLETAL, J., ZIMÁK, J., 1994: Žíla camptonitu z kulmu od Mariánského Údolí u Olomouce. Čas. Slez. muz., ser. A., 43, 1, 15-20.
- ZIMÁK, J., VÁVRA, V., 1998: Poznámky k nerostnému složení camptonitu z Mariánského Údolí u Olomouce. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 73-75.