ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
XCVII (2012): 1, 105–127, 2012

HORNINY TĚŠÍNITOVÉ ASOCIACE V OKOLÍ VALAŠSKÉHO MEZIŘÍČÍ

ROCKS OF TESCHENITE ASSOCIATION IN THE SURROUNDINGS OF VALAŠSKÉ MEZIŘÍČÍ

DAVID BURIÁNEK & MIROSLAV BUBÍK

Abstract

Buriánek, D., Bubík, M. (2012): Horniny těšínitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 97, 1, 105–127.

Rocks of teschenite association in the surroundings of Valašské Meziříčí

The teschenite association occurring in southwest part the Silesian Unit of the flysh belt, the West Carpathians, consists of intrusive and extrusive igneous rocks with variable textures, structures and mineral abundances. These rocks comprise mainly basalt, monchiquite, fourchite, picrite, and teschenite. The results of the petrographical investigations provide evidence on their polyphase magmatic and postmagmatic evolution. Content Si, Al, Fe, K and Na grow in the melt during magmatic stages. The compositional evolution trend of pyroxene from Al-Ti diopside towards aegirine-augite and spinelides from chromium spinels core to magnetite rim can be explained due to crystallization of the residual melt under higher oxygen fugacity. The plenty of the observed textural and mineralogical features originated during injection of magma into wet sediments or extrusion on the sea floor and subsequent reaction with seawater. Alternation of pillow lavas, hyaloclastites, volcanoclastic rocks, sandstones and claystones was probably deposited in the bathyal zone, based on micropalaeontological and vulcanological evidence. During postmagmatic stage a part of the primary magmatic assemblage was transformed to the secondary minerals. Alteration products include chlorite, magnetite, serpentine, limonite, albite, titanite, K-fedspar and calcite, some of which fill vesicles and/or joints.

Key words: Silesian Unit, rocks of teschenite association, mineralogy, petrology, hydrothermal alteration

David Buriánek, Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; david.burianek@geology.cz

(25-231 Rožnov pod Radhoštěm, 25-142 Valašské Meziříčí, 25-124 Starý Jičín)

Úvod

Horniny těšínitové asociace tvoří většinou plošně malé výskyty situované ve svrchní části hradišťského souvrství slezské jednotky, které sedimentovalo ve valanginu až aptu (Eliáš *et al.* 2003). Na základě radiometrického datování bylo určeno stáří vyvřelých hornin na 138–120 Ma (Grabowski *et al.* 2006), což indikuje výraznou magmatickou aktivitu v slezském sedimentačním bazénu zhruba v intervalu valangin až spodní apt. Například metodou $^{40}Ar/^{39}Ar$ bylo zjištěno stáří těšínitů 122,3 ± 1,6 Ma (Lucińska – Anczkiewicz *et al.* 2002).

V geotektonických diagramech spadají tyto horniny do skupiny vnitrodeskových alkalických bazaltů (Dostal – Owen 1998). Podle chemického a izotopického složení bylo magma generováno parciálním tavením plášťového zdroje bohatého granátem v hloubkách 60–80 km a následně prošlo frakční krystalizací (Narebski 1990, Dostal – Owen 1998). Hovorka – Spišiak (1988) a Spišiak – Hovorka (1997) předpokládají, že na vzniku alka-

lických hornin (především těšínitů) se kromě frakční krystalizace plášťové taveniny podílela také asimilace sedimentárních xenolitů.

Slezská jednotka tvoří jeden z příkrovů flyšového pásma Západních Karpat a vznikla v sedimentační pánvi, která se otevřela v důsledku riftingu na jižním okraji evropské platformy během jury až křídy (NEMČOK *et al.* 2001). Vznik hornin těšínitové asociace bývá spojován s časnými stádii tohoto riftingu (NAREBSKI 1990; KUDĚLÁSKOVÁ *et al.* 1993). Zmíněný rifting se však již dále nerozvíjel a nebyl následován oceanizací kůry a rozšiřováním oceánského dna („spredingem"; NEMČOK *et al.* 2001). Naproti tomu DOSTAL a OWEN (1998) považují tyto horniny za produkt post-tektonické intruze vystupující podél zlomových struktur hlubinného dosahu.

Horniny těšínitové asociace jsou předmětem zájmu geologů již více než sto let (např. HOHENEGGER 1861 nebo TSCHERMAK 1866). Byly podrobně popsány po stránce petrografické (PACÁK 1926; ŠMÍD 1962, 1978) a geochemické (KUDĚLÁSKOVÁ 1982, 1987; MATÝSEK 1989a, 1989b, 1992, 1993; DOSTAL – OWEN 1998). Velká pozornost byla také věnována problematice interakce vulkanických hornin s hydrotermálními roztoky (TRUNDOVÁ 2004; BURIÁNEK – SKÁCELOVÁ 2007; BURIÁNEK 2010; DOLNÍČEK *et al.* 2010). Detailně byly studovány minerály vzniklé v post-magmatické fázi vývoje těchto hornin (MANDOUR 1982) a projevy kontaktní metamorfózy sedimentů v okolí vulkanitů (MATÝSEK 1988). Jde tedy o poměrně detailně studovanou skupinu hornin, přesto však zůstává řada otázek ohledně vzniku a vývoje těšínitové asociace nezodpovězena.

V tomto příspěvku se věnujeme hlavně procesům, které ovlivnily vyvřelé horniny po výstupu magmatu na mořské dno a snažíme se přispět do diskuse o geotektonickém prostředí v němž k tomuto vulkanizmu docházelo.

Materiál a metodika

Studované lokality (tab. 1) se nacházejí převážně na území mapových listů 1:25 000 Starý Jičín (25-124), Valašské Meziříčí (25-142) a Rožnov pod Radhoštěm (25-231). Detailní informace a popisy lokalit jsou zaznamenány v databázi dokumentačních bodů ČGS.

Během terénních prací byly stanoveny hlavní typy vulkanických hornin a jejich vzájemné vztahy, případně vztahy k okolním sedimentům. Detailní klasifikace proběhla na základě následných laboratorních analýz.

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca Camebax SX-100, Ústav geologických věd PřF, MU, Brno (operátor: Š. Benedová). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 20 nA, načítací čas 20 sekund. Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace (LEAKE *et al.* 1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (SCHUMACHER 1996). Pyroxeny klasifikované podle MORIMOTA *et al.* (1988) jsou počítány na 6 kyslíků a trojmocné železo je přepočteno podle DROOPA (1987). Spinelidy byly přepočteny na 4 O, Fe^{2+} a Fe^{3+}

Tabulka 1. Lokalizace studovaných vzorků hornin.
Table 1. Localization of studied rock samples.

číslo	lokalita	hornina
DH4	Straník	monchiquit
DH5	Petřkovická h.	fourchit
DH6	Straník	monchiquit
DH7	Kojetín	těšínit
DH39	Hostašovice	vulkanoklastika
DH49	Příluky	monchiquit
DH59	Perná	těšínit
DH69	Choryně	pikrit
DH2611	Straník	vulkanoklastika
DH3211	Petřkovice	pikrit
DH3411	Straník	vulkanoklastika
ZS5	Kojetín	jílovec
ZS6	Kojetín	jílovec
ZS30	Kojetín	jílovec
R006	Petřkovice	jílovec
R012	Kojetín-Straník	jílovec
R072	Straník	jílovec
MB005	Straník	jílovec
MB032	Choryně	jílovec
MB034	Choryně	jílovec

bylo rozpočteno na základ tří kationtů ve vzorci. Použité zkratky minerálů jsou podle KRETZE (1983).

Pro studium celkového chemického složení hornin byly vybrán vzorky s různým stupněm hydrotermální alterace. Přičemž 10 vzorků bylo odebráno v průběhu nového geologického mapování (dnes v litogeochemické databázi ČGS) a ostatní analýzy (25 vzorků) pochází z litogeochemické databáze ČGS a publikace ŠMÍDA (1978). Nové horninové vzorky byly analyzovány metodou ICP MS v laboratořích ACME Analytical Laboratories Ltd. Výsledky starších silikátových analýz pocházejí z laboratoří ČGS a byly získány metodou postupného chemického rozkladu. Zmíněné výsledky jsou srovnatelné s novými analýzami získanými metodou ICP MS.

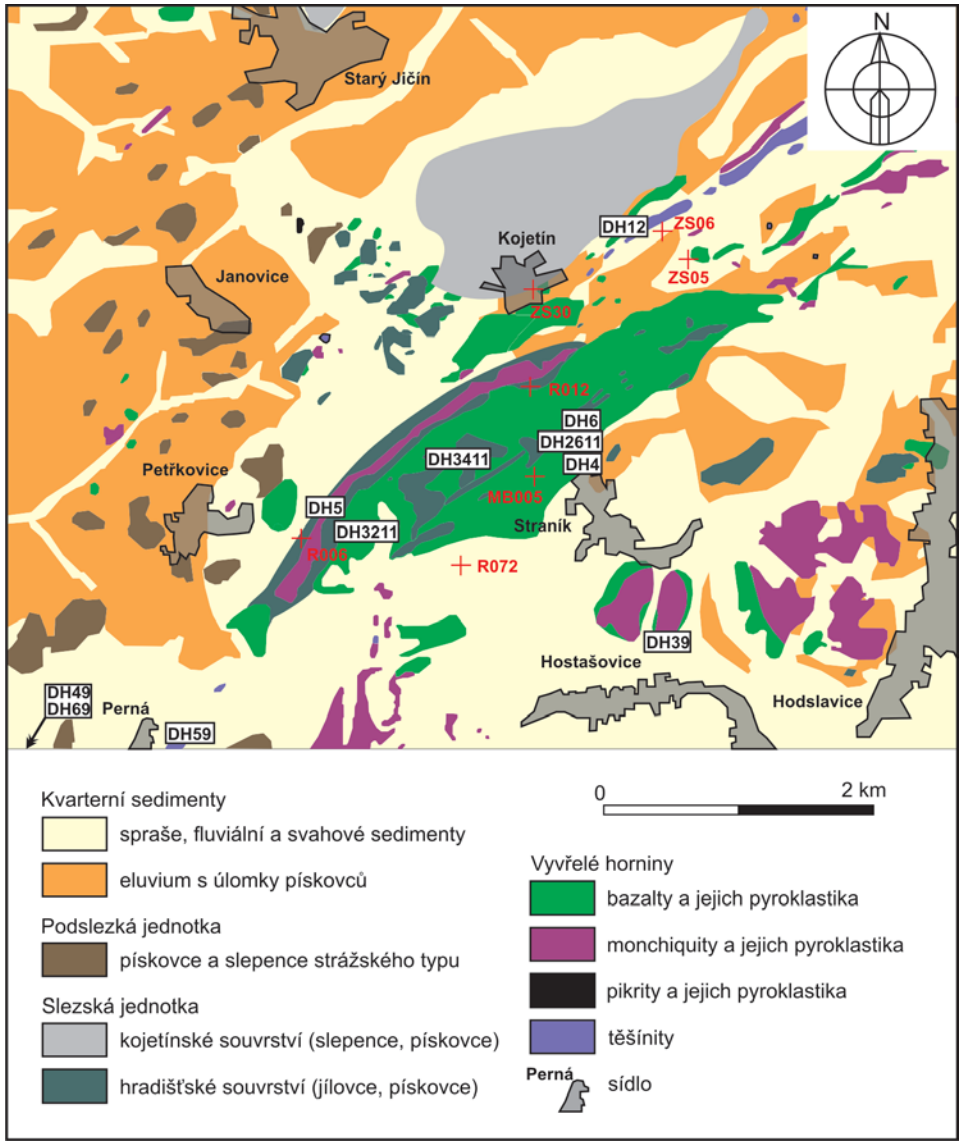
Mikrofauna z jílovců doprovázejících vulkanity byla získána plavením na sítu 0,063 mm. Fosilní materiál, rezidua a dokladové vzorky jsou součástí hmotné dokumentace České geologické služby v Brně.

Geologická pozice vulkanitů

Horniny těšínitové asocice tvoří podmořské výlevy, vulkanoklastika (pyroklastické usazeniny a vulkanoklastické sedimenty) a často také žíly o mocnosti do několika metrů nebo drobná tělesa a pně. V okolí Valašského Meziříčí můžeme najít doklady velmi různorodé podmořské vulkanické aktivity (obr. 1). Ve vesnici Příluky vystupuje část jednoho z výlevů monchiquitové lávy s četnými dutinami po plynech, které jsou vyplněny kalcitem. Ve spodní části výlevu jsou patrné oválné polštáře až 0,5 m velké, mezi nimiž se vyskytují alterované hyaloklastity nebo karbonátem bohaté sedimenty. Okraj lávového výlevu je také odkryt na výchozu pod kapličkou severně od obce Straník (obr. 2a). Zde však monchiquity neobsahují téměř žádné dutiny po plynech. Hmota mezi jednotlivými polštáři je tvořena hyaloklastity nebo úlomky polštářové lávy. Původně lávové polštáře obsahovaly na okrajích velký podíl skla o čemž svědčí distribuce variol v lávových polštářích. Podmořské výlevy jsou také odkryty v lomu na Petřkovické hoře. Vulkanoklastické uloženiny zde byly překryty lávovým proudem o mocnosti kolem 3 m, který je ve spodní části tvořen kompaktním monchiquitem a do nadloží pak přechází v polštářové lávy (obr. 2b). Mezi polštářovými lávami místy nacházíme hyaloklastity tmelené kalcitem. Na polštářových lávách pak leží asi 10–20 cm mocná vrstva prachovců postižená kontaktní metamorfózu a poté následuje další výlev monchiquitů. Při cestě ze Straníka do Kojetína se ve svahovinách vyskytují úlomky polštářových láv a hyaloklastitů (obr. 2c). Polštářové lávy jsou bez dutin po plynech a místy obsahují varioly o velikosti kolem 5 mm. Hyaloklastity (obr. 2d) původně obsahovaly v základní hmotě drobné střípky vulkanického skla a větší útržky tvořily kontaktně metamorfované sedimenty a proplyněné úlomky lávy. Dnes jsou přeměněny na směs sekundárních minerálů (hlavně chlority a karbonáty).

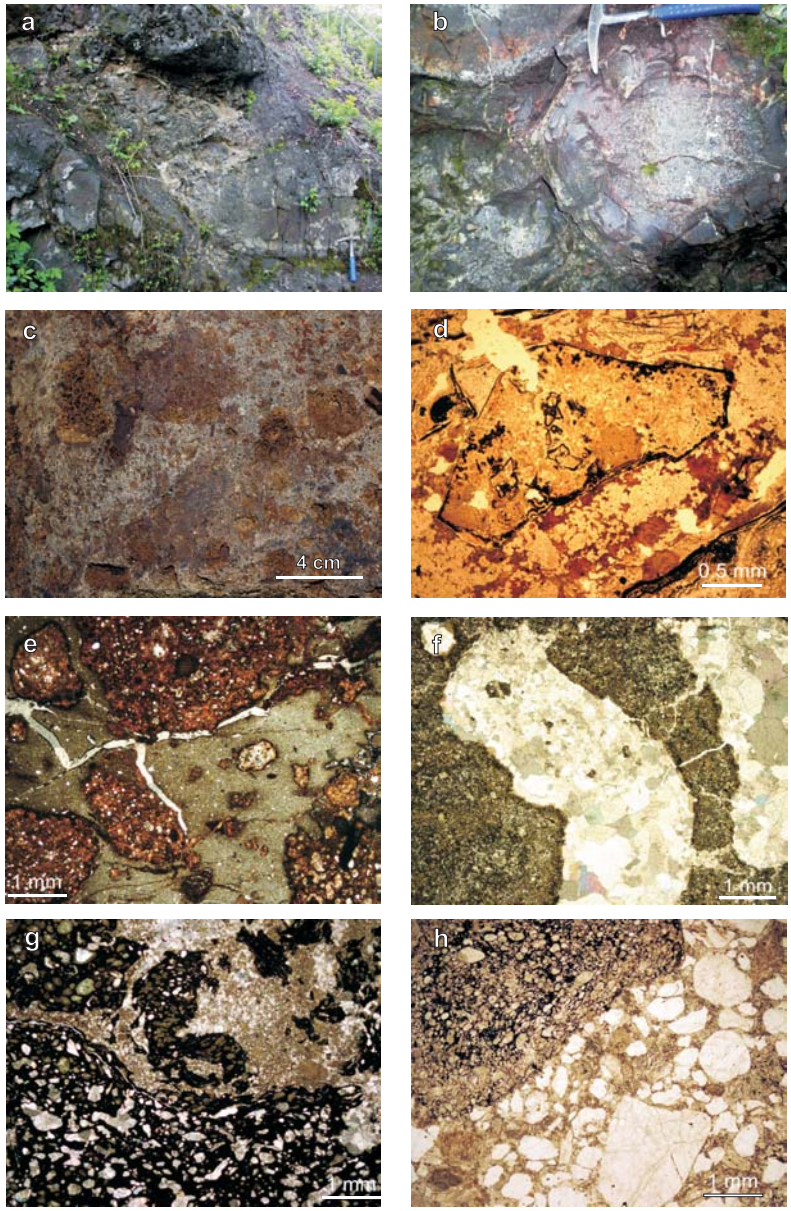
V nadloží některých výlevů byly pomocí vrtů zjištěny jílovce s vulkanickými lapilami, bombami (obr. 2e) a úlomky láv (ŠMÍD 1962). Lávové proudy jsou na okrajích obklopeny autobrekciemi a hyaloklastity. Protáhlé mandle tvořené kalcitem situované na spodní části výlevu patrně vznikaly v důsledku kontaktu lávy se zvodnělým sedimentem (obr. 2f). Množství dutin po plynech je v jednotlivých lávových proudech rozdílné. Některé výlevy jsou tvořeny kompaktními monchiquity či pikrity, které jsou bez dutin. V nadloží nebo podloží těchto výlevů často vystupují vulkanoklastika, případně výrazně pórovité lávy a hyaloklastity (obr. 2g). Klasty vulkanitů bohaté na dutiny po plynech a vulkanické bomby či lapily sedimentovaly také v okolních hradišťských pískovcích (obr. 2h). Vzhledem k malé odolnosti těchto klastů musel být transport krátký. Horniny těšínitové asociace vytvářejí ložní žíly případně drobné pně uvnitř sedimentů. Na kontaktu s vulkanity bývá maximálně několik cm až dm mocná kontaktní zóna, kde jsou sedimenty proniknuty hustou sítí hydrotermálních žilek tvořených hlavně kalcitem. Často je také okraj lávového proudu silně rozlámán a obsahuje četné dutiny vyplněné kalcitem a kalcitové žíly. Podle MATÝSKA (1988)

intrudovaly horniny těšínitové asociace do nezpevněných nebo málo zpevněných sedimentárních hornin mořského dna. Teplota na kontaktu vulkanitů s okolními sedimenty patrně nepřesáhla 400–600 °C. Všechny zmíněné horniny jsou výrazně postižené sekundárními přeměnami jako je chloritizace, karbonatizace a zeolitizace.



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa jihovýchodní části slezské jednotky ve vnějších Západních Karpatech ukazuje pozici vzorku. Upraveno podle Šmída (1978), Stráníka *et al.* (1998) a Pálenského *et al.* (1998).

Fig. 1. Simplifed geological map of the south-western part of the Silesian Unit in the Outer West Carpathians showing the location of sample sites. Adapted from Šmíd (1978), Stráník *et al.* (1998) and Pálenský *et al.* (1998).



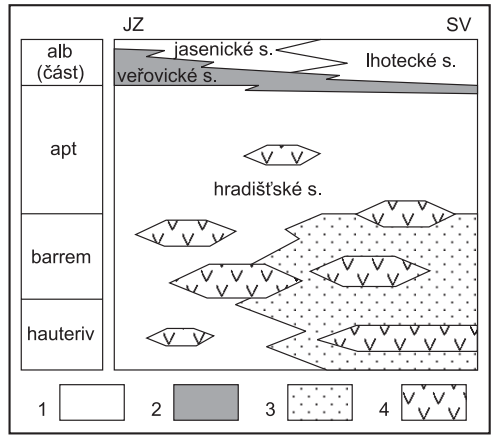
Obr. 2. Charakter vulkanických produktů: (a) okraj lávového proudu (Straník), (b) polštářová láva (Petřkovická hora), (c) vulkanoklastická hornina (Straník), (d) úlomek vulkanického skla obklopený karbonátem (hyaloklastit, Straník), (e) úlomky vulkanických bomb v jílovci (Straník vrt S12), (f) kalcitové mandle v monchiquitu, (g) útržky granulované lávy obklopené karbonátem (hyaloklastit v podloží lávového proudu, Petřkovice, vrt P11), (h) pískovec s klastem vulkanitu (Straník).

Fig. 2. The character of volcanic products: (a) the margin of lava flow (Straník); (b) pillow lava (Petřkovická hora), (c) volcanoclastic rock (Straník), (d) a fragment of the volcanic glass surrounded by carbonate (hyaloclastite, Straník), (e) fragments of the volcanic bombs in claystone (Straník borehole S12), (f) calcite amygdales in monchiquite, (g) fragments of granulated lava surrounded by carbonate (hyaloclastite under lava flow, Petřkovice, borehole P11), (h) sandstone with volcanite clast (Straník).

Hradišťské souvrství

Název „hradišťské souvrství“ zavedli Eliáš *et al.* (2003) jako náhradu za nevhodné označení těšínsko-hradišťské souvrství (viz např. Menčík *et al.* 1983). Hradišťské souvrství je tvořeno převážně hlubokomořskými drobně rytmickými turbidity a hemipelagity s převahou černošedých jílovců. Souvrství se uložilo ve spodní křídě v intervalu valangin až apt a je mocné několik set až 1 100 m. Podložím jsou těšínské vápence v severovýchodní oblasti, v jihovýchodní oblasti není známo v důsledku tektonické amputace. Nadložím je veřovické souvrství, popřípadě lhotecké ve v. části nebo souvrství bašské zhruba mezi Štramberkem a Frýdkem.

Studované vulkanity jsou součástí hradišťského souvrství v oblasti styku kelčského, bašského a godulského faciálního vývoje slezské jednotky (obr. 3). V době sedimentace hradišťského souvrství ve spodní křídě ovšem ještě nedošlo k diferenciaci na zmíněné vývoje. Dá se vymezit pouze severozápadní zóna s největším zastoupením vulkanitů a jihovýchodní zóna prakticky bez vulkanitů. V severozápadní zóně je hojný výskyt vulkanitů spjat s maximálním rozvojem hradišťských pískovců, což jsou hrubě rytmické turbidity usazené pravděpodobně v osní části pánve (Menčík *et al.* 1983). Tato spojitost naznačuje, že subsidence i výstup magmatu byly vázány na stejný systém hlubinných zlomů. Hradišťské pískovce zpravidla tvoří střední část souvrství. Dominují pískovce a slepence ve vrstvách mocných až několik desítek metrů. V klastickém materiálu slepenců jsou hojné štramberské vápence. V nejvyšší části souvrství převládají slabě vápnité jílovce s vložkami pískovců a konkrecemi pelosideritů.



Obr. 3. Litostratigrafické schema spodní křídy slezské jednotky s výskytem vulkanitů mezi Choryní a Kojetínem. 1 – drobně rytmické turbidity a jílovce, 2 – anoxická facie (jílovce), 3 – hradišťské pískovce, 4 – vulkanity těšínitové asociace.

Fig. 3. Lithostratigraphic chart of the Lower Cretaceous in the Silesian Unit between Choryně and Kojetín. 1 – thin-rhythmic turbidites and shales, 2 – anoxic facies (shales), 3 – Hradiště-type sandstone, 4 – vulcanites of the teschenite association.

V jihovýchodní zóně je celé hradišťské souvrství zastoupeno drobně až středně rytmickými turbidity a typické hradišťské pískovce chybí. Tato sedimentace v aptu zatlačila i hemipelagity veřovického souvrství, takže na hradišťské souvrství nasedá přímo souvrství lhotecké v oblasti Nýdku (Menčík *et al.* 1983). Vulkanické horniny jsou velmi sporadické a tvoří zpravidla pravé žíly.

V oblasti výskytu kelčského vývoje převažují hemipelagické jílovce nad turbiditními pískovci, které tvoří místy pásma maximálně několik metrů mocná (Eliáš 1979). Vložky

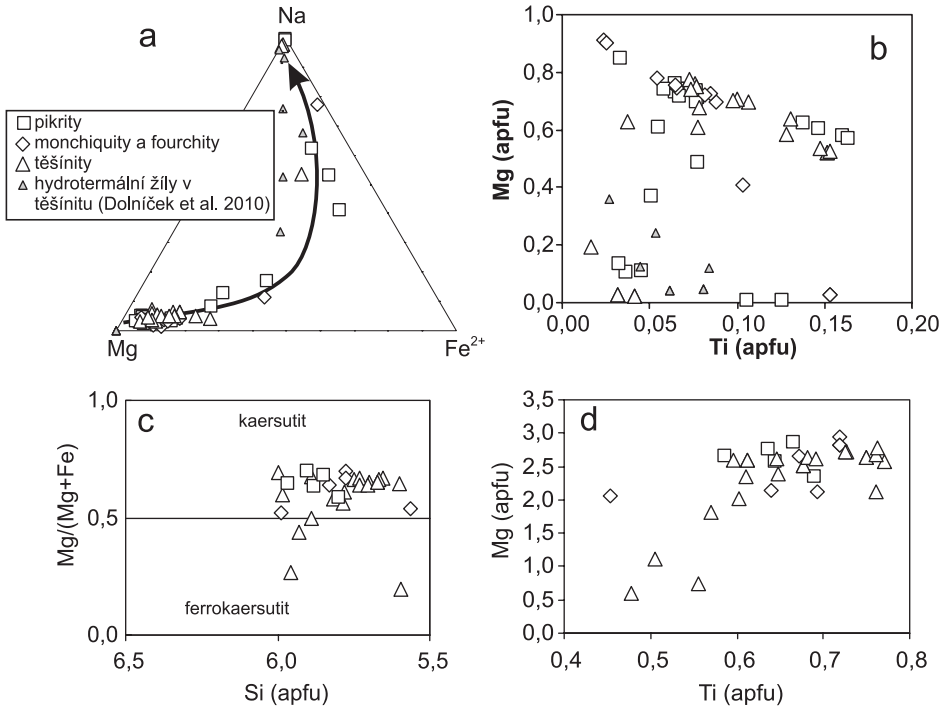
pískovce mají nejčastěji mocnost jen několik centimetrů (např. u Choryně). Jílovce jsou většinou tmavě šedé a hnědošedé, slabě litifikované a vápnité.

Petrografické složení hornin těšínitové asociace

Těšínitová asociace zahrnuje poměrně širokou skupinu hornin s proměnlivým zastoupením světlých a tmavých minerálů (Šmíd 1962, 1978). Hovorka a Spišiak (1988) rozdělili tyto horniny na čtyři skupiny: pikrity, basalty, monchiquity a těšínity. Mezi těmito horninovými skupinami však existují četné přechody.

Ve studovaném území se vulkanity koncentrují několika oblastech (obr. 1): (a) Bludovice, Petřkovice, Příluky a Hodslavice severně od Valašského Meziříčí, (b) oblast mezi obcemi Zámrsky a Choryně severozápadně od Valašského Meziříčí, (c) drobné výskyty v okolí Vlkoprd severozápadně od Rožnova pod Radhoštěm (východně od Valašského Meziříčí). Vulkanity vystupují v podobně izolovaných balvanů nebo úlomků na poli a jen vzácně tvoří tyto horniny drobné výchozy.

(1) Pikrit je drobně až středně zrnitá ultrabazická výlevná hornina, která je tvořena hlavně olivínem. Dále je zastoupen v proměnlivém množství klinopyroxen, amfibol a biotit. V podružném a akcesorickém množství se vyskytuje bazický plagioklas, ilmenit, magnetit, ortopyroxen, apatit a někdy analcim. Často jsou pikrity klasifikovány na základě obsahu SiO_2 a MgO v horninové analýze (Le Bas 2000).



Obr. 4. Chemické složení pyroxenů (a-b) a amfibolů (c-d): (a) diagram Na – Mg – Fe^{2+} (šipka ukazuje zjednodušený trend zonálnosti ve vyrostlicích), (b) diagram Ti vs. Mg, (c) klasifikační diagram pro amfiboly Si vs. Mg/(Mg+Fe), (d) diagram Ti vs. Mg.

Fig. 4. Chemical composition of pyroxenes (a-b) and amphiboles (c-d): (a) diagram Na – Mg – Fe^{2+} (arrow indicates simplified zoning trend in phenocrysts), (b) diagram Ti vs. Mg, (c) classification diagram of amphiboles Si vs. Mg/(Mg+Fe), (d) diagram Ti vs. Mg.

Pikrity vystupují severozápadně od Choryně (Krejčí *et al.* 1999), nebo společně s monchiquity při cestě z Příluky do Jasenice. Většinou obsahují drobné mandle (kolem 5 mm) vyplněné vrstvičkami kalcitu a chloritu. Běžné jsou vyrostlice olivínu, který je ale vždy nahrazen minerály serpentinové skupiny, chlority, karbonátem a blíže neidentifikovanou směsí oxidů a hydroxidů Fe a Ti. Někdy jsou přítomny vyrostlice pyroxenu se sektorovou a oscilační zonálností. Střední část zrna chemicky (obr. 4a,b; tab. 2) odpovídá diopsidu (X_{Mg} = 0,43–0,83; Ti = 0,03–0,16 apfu; Na = 0,02–0,13 apfu) a okraje mají složení egirín-augitu až egirínu (X_{Mg} = 0,00–0,14; Ti = 0,03–0,13 apfu; Na = 0,40–0,98 apfu). V základní hmotě se vyskytují drobné sloupce amfibolu (kaersutit; Si = 5,8–6,0 apfu; X_{Mg} = 0,58–0,70; Ti = 0,59–0,69 apfu; obr. 4c,d) a xenomorfní až hypautomorfní plagioklas, který je postižen sekundárními přeměnami. Základní hmota byla původně patrně sklovitá, avšak dnes je tvořena drobnými lupínky Mg chloritu srůstajícími s dalšími sekundárními minerály (např. minerály serpentinové skupiny). Jako hojný akcesorický minerál se vyskytuje automorfní až hypautomorfní spinelid. Jeho zrna vykazují jednoduchou zonálnost. Chromový spinel je ve středu lemován tenkou zónou tvořenou magnetitem až hliníkem bohatým magnetitem. Drobná zrna titanem bohatého magnetitu bývají nahrazena „leukoxenem“ (Buriánek 2010). Jehlicovité krystalky fluorapatitu (F = 1,84–2,22 hm. %) mají relativně vysoký obsah SrO (0,54–0,72 hm. %) a REE (např. La_2O_3 = 0,22–0,38 hm. %). Titanit tvoří v základní hmotě drobné automorfní krystalky obsahující až 2 hm. % Nb_2O_3.

Tabulka 2. Reprezentativní chemické složení pyroxenů.
Table 2. Representative chemical composition of pyroxenes.

Vzorek	DH6	DH6	DH6	DH6	DH4	DH4	DH4	DH59	DH59	DH59
SiO_2	45,19	50,06	50,28	50,32	51,86	48,59	48,16	47,84	45,31	52,71
TiO_2	2,76	1,24	4,37	1,56	0,92	2,37	2,31	2,63	3,81	1,14
Al_2O_3	6,70	0,27	0,21	0,36	2,44	4,66	4,42	5,15	7,07	1,52
Cr_2O_3	0,00	0,05	0,01	0,04		0,00	0,03	0,02	0,01	0,02
FeOt	7,41	24,91	26,04	25,02	5,51	6,36	6,33	6,44	7,04	26,83
MnO	0,07	1,35	0,59	1,07	0,14	0,09	0,13	0,13	0,17	0,21
MgO	12,71	1,78	0,07	1,87	16,45	13,40	13,55	13,98	12,55	0,48
CaO	24,11	11,79	2,12	10,40	21,95	23,78	23,60	23,28	23,03	1,28
Na_2O	0,26	6,66	13,02	7,78	0,23	0,42	0,52	0,40	0,84	13,76
K_2O	0,01	0,00	0,20	0,01		0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Celkem	99,22	98,11	96,91	98,42	99,50	99,669	99,052	99,881	99,822	97,951
Si	1,694	1,972	1,934	1,958	1,910	1,807	1,800	1,772	1,685	1,975
^{IV}Al	0,296	0,012	0,010	0,016	0,090	0,193	0,195	0,225	0,310	0,025
^{VI}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,012	0,000	0,000	0,000	0,042
Ti	0,078	0,037	0,126	0,046	0,025	0,066	0,065	0,073	0,106	0,032
Fe^{3+}	0,180	0,476	0,838	0,562	0,040	0,080	0,113	0,112	0,167	0,841
Cr	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Fe^{2+}	0,052	0,345	0,000	0,252	0,129	0,118	0,085	0,087	0,052	0,000
Mg	0,710	0,105	0,004	0,108	0,903	0,743	0,755	0,772	0,696	0,027
Mn	0,002	0,045	0,019	0,035	0,004	0,003	0,004	0,004	0,005	0,007
Ca	0,968	0,498	0,087	0,434	0,866	0,948	0,945	0,924	0,917	0,051
Na	0,019	0,509	0,971	0,587	0,016	0,030	0,038	0,028	0,060	1,000
K	0,001	0,000	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣKat.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	50	25	5	22	44	49	49	48	48	3
En	37	5	0	5	46	39	39	40	37	1
Fs	12	44	45	43	9	10	10	11	12	44
Ac	1	26	51	30	1	2	2	1	3	52

(2) Bazalt se od pikritů liší vyšším obsahem bazického plagioklasu na úkor olivínu. Někdy může olivín dokonce chybět. Plagioklas navíc vytváří větší vyrostlice. Dále je z tmavých minerálů přítomen klinopyroxen, který bývá provázen amfibolem a biotitem. Bazické plagioklasy jsou často postiženy intenzivní albitizací a vzácně částečně nahrazovány analcimem.

Bazalt například nacházíme západně od Hodslavic v okolí kóty Včelín (433 n. m.). ŠMÍD (1987) popisuje západně od této kóty pikritické bazalty, které jsou však intenzivně přeměněné. Prostorově nepříliš rozsáhlé výskyty bazaltu nacházíme na polích východně od obce Vlkoprdy (Zubří). Drobně zrnité horniny jsou tvořeny hypautomorfními lištami živců (plagioklas a alkalický živec). Živce obklopují chlorit-kalcitové pseudomorfózy po sloupcích tmavých minerálech (patrně pseudomorfózy po amfibolu). Hmota vyplňující prostor mezi těmito vyrostlicemi je tvořena hlavně chlority (dále obsahuje karbonáty a analcim) a původně se patrně jednalo o vulkanické sklo. Běžným akcesorickým minerálem je apatit. Živce jsou postiženy sericitizací a karbonatizací.

Alterované bazalty bývají výrazně postižené karbonatizací často jsou zbarvené do žluta, nebo červena oxidy a hydroxidy železa. V mikroskopu je patrné že hornina obsahuje pseudomorfózy tvořené limonitem a karbonátem, které nahrazují sloupcovitý minerál (patrně amfibol). Okolní hmota je tvořena živci, zeolity, karbonáty a jílovými minerály. Místy se vyskytuje drobně zrnitý křemen. Někdy jsou patrné sloupcovité apatity.

(3) Monchiquit a fourchit obsahují klinopyroxen, amfibol, olivín, plagioklas a sklo. Někdy mohou být v základní hmotě foidy nebo analcim. Porfyrické vyrostlice tvoří tmavé minerály a hornina má sklovitou základní hmotu. Monchiquit obsahuje olivín a horniny bez olivínu označujeme jako fourchit.

Biotiticko-amfibolický monchiquit nalezneme východně od obce Němetice (ŠMÍD 1978). Je to drobně zrnitá hornina obsahující vyrostlice amfibolu. Řadu drobných výskytů těchto hornin nacházíme mezi obcemi Příluky a Vysoká. Výchozy leží zejména při cestě z Příluk do Jasenice. Převažuje zde pyroxenický monchiquit, který někdy přechází do amfibol-biotitického. Podobné horniny se vyskytují také dále ve směru na severovýchod směrem k Hostašovicím a Straníku.

Pyroxenické monchiquity jsou středně zrnité horniny v nichž dominují vyrostlice pyroxenu. Tmavé minerály jako amfibol, pyroxen nebo olivín někdy tvoří shluky vyrostlic takže má hornina místy až glomeroporfyrickou stavbu. Diopsid (X_{Mg} = 0,57–0,85; Ti = 0,02–0,10 apfu; Na = 0,02–0,09 apfu) tvoří drobná automorfní zrna v základní hmotě a vyrostlice. Často mohou jeho zrna v centrální části obsahovat inkluze tvořené směsí chloritů a karbonátů (původně patrně sklo). Na větší vyrostlice pyroxenu (obr. 4a, b) někdy narůstají drobná zrna mladšího egirínu (X_{Mg} = 0,97; Ti = 0,15 apfu; Na = 0,91 apfu). Pyroxen bývá často postižen sekundárními přeměnami (chloritizace, serpentinizace). Automorfní amfiboly jsou až 1 mm dlouhé, většinou jsou ale menší než okolní pyroxeny a někdy na ně narůstají. Chemickým složením odpovídají podle klasifikace LEAKA *et al.* (1997) kaersutitu (Si = 5,6–5,7 apfu; X_{Mg} = 0,53–0,54; Ti = 0,45–0,69 apfu; tab. 3). Často se vyskytují pseudomorfózy po vyrostlicích olivínů zcela vyplněné směsí minerálů serpentinové skupiny a karbonáty. Mnohé pseudomorfózy jsou tvořené chloritem, který chemicky odpovídá železem bohatému klinochloru (X_{Mg} = 0,61; Al/(Al+Fe+Mg) = 0,30).

V základní hmotě bývá kromě lištových kyselých plagioklasů (An_{73-99}) a draselného živce (Ab_{2-8}) přítomen chlorit, minerály serpentinové skupiny a jílové minerály. Tato směs je produktem sekundárních přeměn (původně bylo patrně v základní hmotě přítomno sklo, případně dokonce foidy a podobně). Drobné shluky lupínků chloritu odpovídají svým chemickým složením klinochloru (X_{Mg} = 0,42–0,48; Al/(Al+Fe+Mg) = 0,85–0,88). Vzácně tento chlorit tvoří vějířovité agregáty vyplňující drobné póry po plynech. Kalcit zatlačuje sekundární minerály vzniklé přeměnou pyroxenů a tvoří nepravidelná zrna v základní hmotě. Jako poměrně běžné akcesorické minerály se objevují apatity, ilmenity a magnetity. Titanem bohatý magnetit (Ti = 0,30–0,31 apfu) tvoří až 0,1 mm velká automorfní až hypautomorfní zrna. Většinou obsahují drobné krystalograficky orientované odmíšeniny.

Původně se patrně jednalo o ilmenit, avšak dnes jsou odmíšeniny nahrazeny z velké části titanitem. Titanit také tvoří drobná zrna v hornině. Apatit tvoří až 0,5 mm dlouhé sloupce které v sobě někdy uzavírají sekundární minerály (původně se jednalo patrně o inkluze skla).

Pyroxenické monchiquity někdy přechází do amfibol-biotitických. Jde o drobnozrnné horniny tmavé barvy složené hlavně z plagioklasu, amfibolu a biotitu. Drobné vyrostlice tmavých minerálů jsou někdy nahrazovány chloritem a živce zatlačuje kalcit. Jako akcesorické minerály se vyskytují apatity, chromity a vzácně zrna sekundárního pyritu, chalkopyritu, případně barytu.

Amfibolicko-biotitické fourchity obsahují automorfní vyrostlice amfibolu a biotitu. Objevují se až 2 mm dlouhé lišty biotitu (^{IV}Al = 2,6–2,7 apfu), které vykazují poměrně výraznou chemickou zonálnost. Okraje mají složení annitu (X_{Mg} = 0,41, Ti = 0,93 apfu) středy odpovídají flogopitu (X_{Mg} = 0,71–0,74, Ti = 0,83–0,85 apfu). Dlouze sloupcovité amfiboly (obr. 4c, d) chemicky odpovídají kaersutitu (Si = 5,8–6,0 apfu; X_{Mg} = 0,52–0,70; Ti = 0,64–0,72 apfu). Základní hmota je tvořena lištami alkalických živců (Ab_{48-86} Or_{12-48} An_{2-6}). Prostory mezi nimi jsou vyplněny směsí jílových minerálů a zeolitů (původně se

Tabulka 3. Reprezentativní chemické složení amfibolů.
Table 3. Representative chemical composition of amphiboles.

Vzorek	DH4	DH5	DH5	DH59	DH59	DH59	DH59	DH59
SiO_2	36,48	38,27	38,08	37,85	37,12	37,69	52,67	52,71
TiO_2	6,05	6,34	6,30	5,61	6,80	6,60	1,48	1,14
Al_2O_3	15,10	12,78	12,52	12,76	13,74	13,32	1,65	1,52
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
FeO	14,37	10,02	11,08	13,44	11,20	11,08	26,72	26,83
Fe_2O_3**	0,59	0,00	0,00	0,23	1,26	0,63	0,00	0,00
MnO	0,22	0,18	0,26	0,33	0,20	0,20	0,20	0,21
MgO	9,29	13,08	12,47	10,38	11,45	11,66	0,39	0,48
CaO	11,61	11,73	11,58	11,71	11,80	11,86	0,98	1,28
Na_2O	2,57	2,43	2,54	2,61	2,59	2,62	13,52	13,76
K_2O	0,59	1,35	1,41	1,49	1,58	1,46	0,00	0,00
H_2O*	1,98	2,00	1,99	1,97	2,00	2,00	1,91	1,92
Cl	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,20	0,27	0,26	0,04	0,00
O=F,Cl	-0,01	-0,01	-0,01	-0,09	-0,12	-0,12	-0,02	0,00
Celkem	98,90	98,20	98,26	98,52	99,92	99,30	99,57	99,87
Si	5,564	5,774	5,778	5,816	5,598	5,698	8,315	8,304
^{IV}Al	2,436	2,226	2,222	2,184	2,402	2,302	0,000	0,000
^{VI}Al	0,279	0,046	0,017	0,126	0,040	0,071	0,308	0,283
Ti	0,694	0,719	0,719	0,648	0,771	0,751	0,175	0,135
Fe^{3+}	0,067	0,000	0,000	0,027	0,143	0,071	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,002
Fe^{2+}	2,113	2,943	2,820	2,379	2,573	2,627	0,091	0,113
Mg	1,833	1,264	1,405	1,728	1,412	1,400	3,527	3,534
Mn	0,029	0,024	0,034	0,043	0,026	0,026	0,027	0,028
Ca	1,898	1,895	1,883	1,928	1,907	1,921	0,165	0,216
Na	0,761	0,710	0,748	0,778	0,757	0,766	4,138	4,203
K	0,115	0,260	0,273	0,292	0,303	0,282	0,000	0,000
Cl	0,013	0,008	0,008	0,008	0,008	0,009	0,004	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,095	0,129	0,126	0,018	0,000
ΣKat.	15,802	15,869	15,907	16,053	16,069	16,051	16,770	16,817

patrně jednalo o sklo). Někdy jsou přítomny větší poikilitické vyrostlice analcimu, uzavírající tmavé minerály. Zrna jsou automorfní až hypautomorfní a často zakalena drobnými tmavými inkluzemi. Některé vyrostlice jsou přeměněny na směs jílových minerálů. Dále se vyskytují drobné pseudomorfózy vyplněné chlority a lemované hydroxidy a oxidy Fe. Patrně se původně jednalo o olivíny. Velmi hojným akcesorickým minerálem je apatit.

(4) Těšínit je definován jako středně zrnitá hornina složená z bazického plagioklasu, klinopyroxenu a analcimu. Někdy také bývá přítomen nefelín, amfibol a v proměnlivém množství alkalické živce. Analcim vyplňuje prostor mezi živci a často je zatlačuje. Menší zastoupení mají minerály jako je biotit, apatit, ilmenit, magnetit a titanit. Téměř vždy jsou některé minerály zatlačovány zeolity, chlority, karbonáty, prehnitem, atd. Zrnitost i minerální složení se i v rámci jednoho tělesa mohou výrazně měnit. Těšínity by měly být označeny jako gabra s analcimem v souladu s platnou klasifikací (Le Maitre *et al.* 2002), avšak vzhledem k poměrně velké petrografické variabilitě těchto hornin bude v textu užíván pojem těšínit jako souhrnné pojmenování pro všechny gabra až syenity bez ohledu na množství foidů nebo analcimu. V mnoha případech se totiž spíše jedná o horniny blízké alkalickému nebo subalkalickému syenitu, gabru, essexitu nebo theralitu (původní nefelin však bývá většinou nahrazen sekundárními zeolity).

Těšínit tvoří drobná tělesa severně od obce Perná a na hřbetu Hůrka severně od Jasenice. Budují také hřbet jižně od Jasenice (v okolí kóty 360). Drobný výskyt se nachází východně od obce Němetice a gabra s analcimem a olivínem vystupují východně od obce Vysoká. Obvykle se jedná o středně zrnitou, tmavě šedou až černou horninu obsahující až 2 mm dlouhé sloupcovité krystaly automorfního pyroxenu. Svým chemickým složením (obr. 4a) odpovídá tento minerál diopsidu (X_{Mg} = 0,66–0,80; Ti = 0,04–0,15 apfu; Na = 0,03–0,06 apfu) a pouze vzácně se na okrajích větších zrn mohou objevit zóny mladšího egirínu (X_{Mg} = 0,03–0,20; Ti = 0,02–0,04 apfu; Na = 0,54–1,00 apfu). Pyroxen je někdy obrůstán mladším amfibolem kaersutitem. Amfibol také tvoří až 1 cm dlouhé sloupce. Jeho chemické složení (obr. 4c) podle klasifikace (Leake *et al.* 1997) odpovídá kaersutitu až ferrokaersutitu (Si = 5,6–6,0 apfu; X_{Mg} = 0,15–0,69; Ti = 0,48–0,77 apfu). Zastoupení amfibolu a pyroxenu se může v jednotlivých vzorcích měnit. Běžně se objevují až 2 mm dlouhé lišty biotitu, který je chemicky poměrně homogenní (^{IV}Al = 2,7 apfu; X_{Mg} = 0,34–0,35, Ti = 0,93–1,00 apfu). Tlustě lupenitý biotit je jen vzácně postižen chloritizací. Analcim tvoří hypautomorfní až xenomorfní zrna často uzavírající drobné lupínky „sericitu“. Hypautomorfní až xenomorfní bazické živce jsou dnes zcela nahrazeny jemnozrnnými agregáty tvořenými albitem a draselným živcem. Draselný živec často tvoří dlouhé vějířovité agregáty nebo drobné lištičky (Ab_{13-14}) v základní hmotě. Albit (Ab_{99}) je jemnozrnný většinou xenomorfní až hypautomorfní a často srůstá s draselným živcem v podobě jemnozrnných agregátů. Dlouze jehlicovitý apatit je velmi hojný a někdy tvoří inkluze v pyroxenu. Běžný je až 0,5 mm velký magnetit, který obsahuje četné odmíšeniny ilmenitu. Titanit tvoří až 0,5 mm velká automorfní zrna a někdy v sobě uzavírá drobné sloupečky apatitu. Pyroxen bývá podél puklin zatlačován chloritem. Vzácně se dokonce objevují drobné akumulace tvořené chloritem. V základní hmotě běžně nacházíme zrna nebo agregáty zrn kalcitu. Tento minerál společně s alkalickými živci a „sericitem“ tvoří pseudomorfózy po neznámem minerálů (patrně analcimu).

Gabra s analcimem někdy obsahují olivín (horniny dříve označované jako těšínitický pikrit se vyskytují například jižně od Jasenice). Olivinická gabra s analcimem jsou středně až drobně zrnité horniny tvořené automorfním až hypautomorfním amfibolem, automorfním pyroxenem, olivínem (zcela přeměněným) a xenomorfním až hypautomorfním plagioklasem. Plagioklas je výrazně postižen sekundárními přeměnami. V některých vzorcích jsou tmavé minerály téměř zcela nahrazeny drobnozrnnými agregáty chloritu a plagioklas je částečně nahrazen alkalickými živci, karbonáty a analcimem. Jako akcesorické minerály jsou přítomny apatity a magnetity.

Petrografická charakteristika sedimentů hradišťského souvrství

V bezprostředním okolí vulkanitů nacházíme hlavně jílovce případně prachovce a někdy také pískovce. V mnoha případech nejsou projevy kontaktní metamorfózy na kontaktu mezi sedimenty a lávovými proudy příliš zřetelné, ale ve vulkanoklastických horninách jsou časté úlomky jílovců a prachovců přeměněné v tmavé porcelanity.

(1) Prachovce a jílovce jsou tmavě šedé někdy až černošedé, dobře vrstevnaté horniny. V pelitické nebo aleuritické základní hmotě se občas objevují poněkud větší klasty křemene (až 1 mm), zbytky organických pletiv a lupínky muskovitu. Místy se vyskytují až několik dm velké pelosideritové konkrece. Běžně se v jílovcích objevují laminy prachovců v nichž dominují drobné polozaoblené až ostrohranné klasty. Vzácně se v jílovcích nachází zaoblené úlomky silně alterovaných vulkanických hornin nebo tenké vrstvičky bohaté na zcela přeměněné střípky vulkanického skla (Šmíd 1976).

(2) Pískovce jsou středně zrnité a pouze místy přecházející do hrubě zrnitých. Převážně poloostrohranné až polozaoblené klasty vytváří hlavně křemen, v malém množství (do 20 mod. %) bývají zastoupeny draselné živce a kyselé plagioklasy. Místy nacházíme drobné klasty vápenců, metamorfovaných hornin (kvarcity, ortoruly) a granitoidů (křemen-živcové agregáty pocházející patrně z granitů nebo aplitů). Někdy se vyskytují také klasty jemnozrnných pískovců. Lokálně jsou v pískovcích přítomny zaoblené úlomky s četnými dutinami po plynech nebo lapily z vulkanitů těšínitové asociace. Akcesoricky jsou přítomny lupínky muskovitu, chloritizovaného biotitu, někdy glaukonit a granát. Tmel může být křemenný, jílovitý nebo karbonátový. V prvních dvou případech jde většinou o tmel pórový. Karbonátový tmel je často bazální a někdy vykazuje známky koroze křemenných klastů, případně vzácně obsahuje krystaly pyritu.

(3) Slepence Šmíd (1976) popisuje ze severozápadního úpatí jasenicko-bludovického hřbetu (např. vrchol Sovinec). V těchto slepencích převažují bloky a valouny jurských vápenců, místy pak pískovců godulské facie a hornin krystalinika. Slepence doprovázející hradišťské pískovce z. od Straníka obsahují vedle křemene četné úlomky alterovaných vulkanitů těšínitové asociace.

Fosilní záznam sedimentů

Nejstarší paleontologicky datované sedimenty hradišťského souvrství studované oblasti jsou nevápnité jílovce z lomu mezi Kojetínem a Straníkem (R012). Aglutinované foraminifery *Falsogaudryinella tealbyensis* (Bart.), *Protomarssonella hechti* (D. et M.), *„Gaudryina“ subglobosa* A. et S. a *Verneuilina dobrogiaca* Neagu dovolují zařazení do hauterivu. Ostatní studované lokality v oblasti Kojetín-Petřkovice-Straník a u Choryně obsahují foraminifery, které svědčí pro interval barrem-apt. Jedná se zpravidla o společenstva s aglutinovanými druhy *Pseudonodosinella troyeri* (Tapp.), *Caudammina silesica* (Hanzl.), *Recurvoidella vocontiana* (Moull.), *„Gaudryina“ oblonga* Zasp. atd. Bližší stratigrafické zařazení do vyššího barremu dovoluje společenstvo s *Pseudoreophax cisovnicensis* Geroch, *Caudammina silesica* (Hanzl.), *Plectorecurvoides* cf. *irregularis* Geroch od Kojetína (ZS5).

Tafocenózy mikrofosilií, resp. společenstva bentosních foraminifer umožňují do jisté míry interpretovat prostředí a paleobatymetrii. Obecně se všechny studované vzorky z jílovců hradišťského souvrství vyznačují převahou aglutinovaných foraminifer s organickým cementem stěny adaptované na vody s nízkým pH. Bentosní foraminifery s vápnitou schránkou se vyskytují velmi podřízeně nebo ojediněle a obvykle jde o nodosariidy s masivní schránkou, která má větší šanci zachování v korozivních vodách. Planktonické foraminifery nebyly zjištěny vůbec. Zřídka jsou v tafocenóze mikrofosílií vedle foraminifer významněji zastoupeny radiolarie a ojediněle se vyskytnou pyritizovaní larvální amoniti a břichonožci.

V oblasti mezi Kojetínem, Petřkovicemi a Straníkem jsou bentosní společenstva foraminifer čistě aglutinovaná nebo obsahují minoritní podíl vápnitých druhů mezi 2,5 %

(Kojetín ZS5) a 4 % (Kojetín ZS6). Poměrně často se v tafocenózách objevují v malém množství pyritizované radiolarie, u kterých původní opálová kostra je do detailů nahrazena pyritem. Zcela ojediněle byla u Kojetína (ZS6) zjištěna tafocenóza mikrofauny s 37 % radiolarií s více či méně rekrystalovanými křemitými kostrami.

Hradišťské souvrství od Choryně patří do oblasti výskytu kelčského vývoje slezské jednotky a faciálně tomu odpovídá. Převládají měkké vápnité jílovce a hradišťské pískovce chybí. Tafocenózy mikrofauny a společenstva bentosních foraminifer jsou podobné jako v oblasti Kojetín-Petřkovice-Straník, ale vápnité foraminifery tvoří až 12 % bentosu. Vápnité foraminifery mají i vyšší diverzitu zastoupenou rozmanitými nodosariidy, rody *Lingulogavelinella* a *Patellina*.

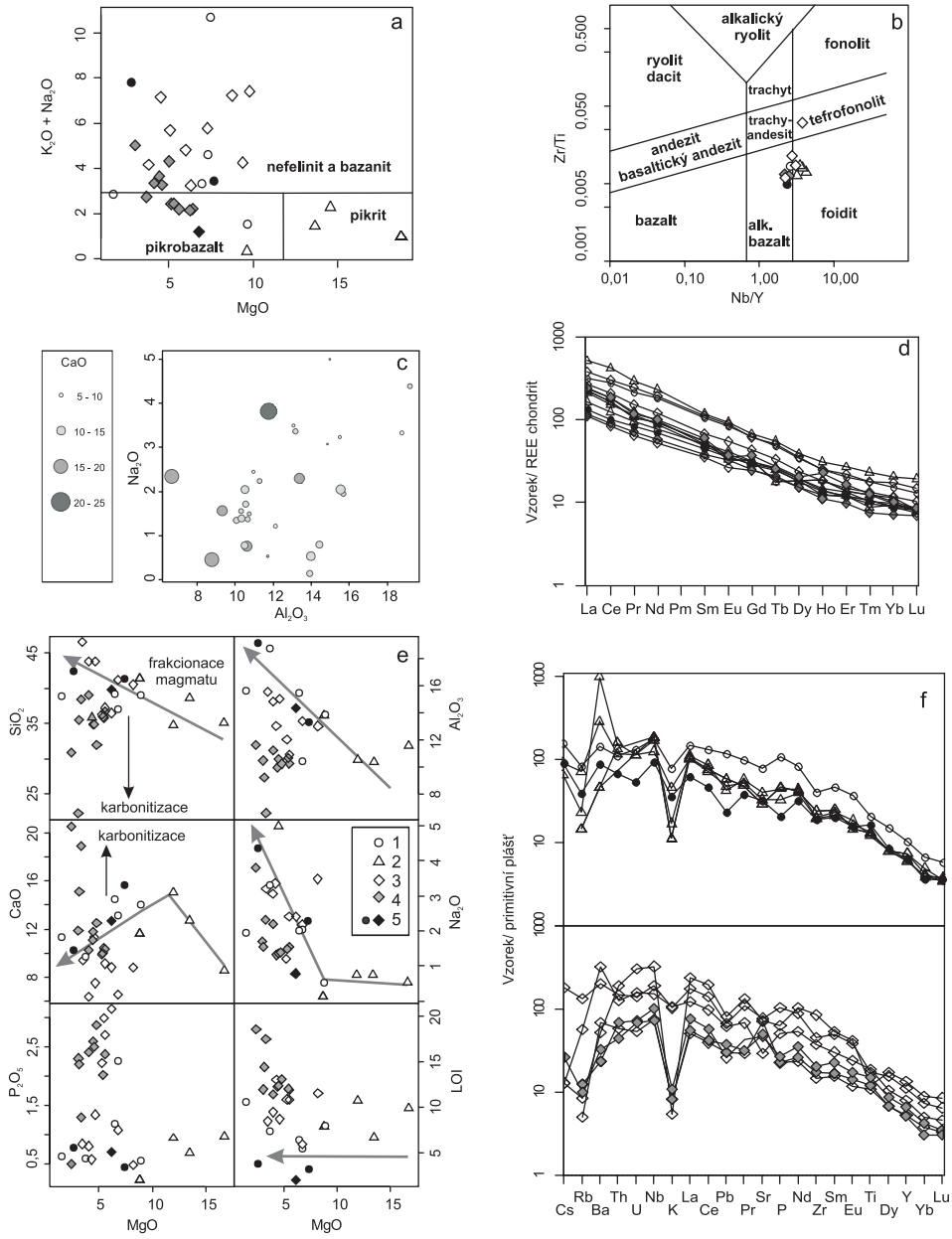
Chemické složení hornin těšínitové asociace

Dvacet tři vzorků náleží do skupiny monchiquitu a fourchitu (do této skupiny byly horniny zařazeny na základě petrografie nebo chemického složení), 4 vzorky můžeme klasifikovat jako pikrity a 8 vzorků bylo klasifikováno jako těšínit.

Na studovaném území dnes v podstatě nenajdeme horninu, která by nebyla postižena přeměnami. Značně to komplikuje studium jejich geneze. Avšak na druhou stranu můžeme studovat rozdíly mezi horninami s různým stupněm sekundárních přeměn. Ztráta žíháním se většinou pohybuje v rozmezí 2–21 hm. %. Z celkové ztráty žíháním tvoří CO_2 od 0,8 až 16,1 hm. %, voda vázaná (H_2O^+) 1,0–6,9 hm. % a voda volná (H_2O^-) 0,07–2,8 hm. %.

Pro účely klasifikace hornin byly chemické analýzy přepočteny na 100 % po odečtení H_2O a CO_2 (metodika podle Le Maitre *et al.* 2002) Tento způsob přepočtu byl použit v diagramu (obr. 5a) a jsou takto upraveny obsah SiO_2, MgO a K_2O+Na_2O v textu. Ostatní údaje ve variačních diagramech jsou uváděny bez této korekce. Zmíněný způsob prezentace dat umožňuje čtenáři porovnat jak jsou jednotlivé analýzy ovlivněny hydratací a karbonatizací hornin. Pikrity (obr. 5a) můžeme podle chemických analýz řadit mezi horniny ultrabazické (SiO_2 = 39–45 hm. %). Těšínit, monchiquity a fourchity leží většinou v poli alkalických a vzácně také v poli ultrabazických hornin (SiO_2 = 32–58, K_2O+Na_2O = 1,2–10,7 hm. %). Skupina pikritů byla vyčleněna na základě mikroskopického pozorování a podle vysokého obsahu MgO (10–19 hm. %) u ostatních hornin se pohybuje v rozmezí 2–10 hm. %. Tato klasifikace je ale určena pro horniny nepostižené sekundárními přeměnami (H_2O+ < 2 hm. % a CO_2 < 0,5 hm. %; Le Maitre *et al.* 2002). Minerální asociace většiny hornin je výrazně modifikována sekundárními přeměnami a nemůžeme proto jednoznačně říci, zda poměr K_2O a Na_2O odpovídá jejich původním obsahům v nealterované hornině. Proto byly pro klasifikaci použity prvky s nízkou mobilitou během alteračních procesů. V klasifikačním diagramu Pearce (1996), který je založen na poměru Zr/Ti a Nb/Y (obr. 5b) spadají zmíněné studované vzorky do pole alkalických hornin (alkalický bazalt až foidit). Alterace, které postihly studované horniny byly poměrně komplexní a není možné je jednoznačně interpretovat. Dobře je to patrné na diagramu 5c, který srovnává obsahy relativně málo mobilního Al_2O_3 s obsahy Na_2O a CaO. Naproti tomu všechny křivky REE mají podobný tvar u všech studovaných vzorků. Patrně tedy prvky skupiny REE zůstaly během hydrotermálních alterací nemobilní (obr. 5d).

Ve srovnání s ostatními studovanými horninami (obr. 5e) mají pikrity vyšší obsahy Ni, Cr, MgO společně s poměrem FeO_t/(FeO_t+MgO) a naopak nižší obsahy Na_2O, K_2O, FeO_t. Obsahy P_2O_5 nekorelují se zastoupením MgO nebo SiO_2 a ve variačních diagramech můžeme studované horniny rozčlenit podle zastoupení fosforu na dvě skupiny (fosforem chudé a bohaté). Tento jev souvisí především s množstvím apatitu v hornině. Některé vzorky vyvřelin jsou totiž apatitem obohaceny, což je pravděpodobně důsledek magmatické diferenciace. Obsahy P_2O_5 vykazují pozitivní korelaci s obsahem REE, Sr, Y, Th. Na apatit je tedy vázána významná část REE, což potvrzuje studie Kynického *et al.* (2009). Ve variačních diagramech (obr. 5e) jsou patrné klesající obsahy Al_2O_3, SiO_2 a naopak často rostoucí obsah Ca se vzrůstající intenzitou alterace.



Obr. 5. Příklady sekundárních přeměn: (a) polštářová láva s četnými variolami (Straník), (b) kontakt varioly a okolní základní hmoty bohaté sklem – v centru varioly je hodně krystalů pyroxenu a olivínů (kalcitové pseudomorfózy) pak následuje zóny tvořená hlavně jehlicovitými krystaly alkalických živců, (c) hydrotermálně alterovaný pikrit (Choryně, DH69), (d) hydrotermálně alterovaný těšínit (Perná, DH59).

Fig. 5. Examples of secondary alteration products: (a) of pillow lava with numerous varioles (Straník), (b) contact between variola and the surrounding glass-rich matrix - in the central part of variola is a lot of pyroxene and olivine crystals (calcite pseudomorphs) followed by the zone consisting mainly of needle alkali feldspar crystals, (c) hydrothermally altered picrite (Choryně, DH69), (d) hydrothermally altered teschenite (Perná, DH59).

Obsahy REE jsou u všech studovaných vulkanitů podobné (304–387 ppm), kromě jediného vzorku těšínitu, kde jsou poněkud vyšší (527 ppm). Křivky REE normalizované chondritem (Boynton 1984) mají u všech studovaných vulkanitů (obr. 5f) klesající trend od LREE k HREE (La_N/Yb_N = 19,4–26,4). Horniny nemají téměř žádnou europiovou anomálii (Eu/Eu* = 0,7–1,2). Při srovnání s primitivním pláštěm (Sun – McDonough 1989) vykazují všechny horniny (obr. 5d) obohacení zejména o některé LIL a HFS prvky (např. Ba, Th, U, Nb).

Většina chemických analýz vulkanitů leží v geotektonických klasifikačních diagramech v poli vnitrodeskových bazaltů (Meschede 1986, Wood 1980, Pearce – Norry 1979).

Vývoje minerální asociace hornin těšínitové asociace

Většina minerálů ve studovaných horninách nese známky polyfázového vývoje. Jednotlivé procesy se časově velmi často překrývají, přesto tento vývoj můžeme zhruba rozdělit na několik etap: (1) krystalizace z taveniny v podmínkách pláště, (2) krystalizace z taveniny v podmínkách kůry, (3) krystalizace z taveniny v podmínkách těsně pod povrchem a na dně sedimentační pánve, (4) přeměny během chladnutí taveniny, (5) pozdní hydrotermální alterace.

1) Krystalizace z taveniny v podmínkách pláště

Hovorka a Spišiak (1988) předpokládají, že vyrostlice pyroxenů v horninách těšínitové asociace vznikly ve dvou etapách. Během první etapy krystalizovala jádra pyroxenů v podmínkách svrchního pláště nebo spodní kůry. Tato jádra nebyla ve studovaných vzorcích pozorována. Pyroxeny ve studovaných vzorcích tedy rostly v průběhu výstupu magmatu a ve svrchní části kůry.

Během krystalizace z taveniny v podmínkách pláště a spodní kůry docházelo k chemické frakcionaci taveniny, což se projevovalo hlavně růstem obsahu SiO_2, Al_2O_3, FeO_t, K_2O+Na_2O a poklesem MgO. S poklesem MgO roste v pikritech obsah CaO. V ostatních alkalických horninách je tento trend opačný a naopak roste obsah Na_2O a K_2O. Tyto trendy jsou ovlivněny krystalizací živců a foidu, které se objevují v alkalických horninách. Pokud srovnáme analýzy obsahující stopové prvky, tak můžeme pozorovat negativní korelaci mezi obsahem nekompatibilních prvků (např. Rb, Zr, Y, Th, Nb, LREE) a MgO společně s některými kompatibilními prvky (např. Ni, Sc). Tento trend potvrzuje frakční krystalizací od hořčíkem bohatých pikritových magmat k magmatům bohatým alkáliemi. Přitom zhruba platí, že s růstem obsahu K společně s Rb pozorujeme pokles Ca, Na a Sr, což odráží růst množství draselného živce a úbytek plagioklasů v alkalických horninách.

2) Krystalizace z taveniny v podmínkách kůry

Převážná část pyroxenů je chemicky relativně homogenní a odpovídá diopsidu až augitu. Často vykazují nevýraznou oscilační zonálnost a někdy je patrná sektorová zonálnost. V oscilačně zonálních diopsidických pyroxenech s úbytkem Mg (obr. 4b) roste obsah Ti (až 0,16 apfu), Al (až 0,55 apfu) a Mn (až 0,05 apfu). Mírné rozdíly v obsazích těchto prvků můžeme pozorovat také v různých sektorech. Pyroxeny patrně vznikly v podmínkách velmi rychlého ochlazování taveniny za relativně nízkých tlaků, což naznačuje častý výskyt sektorové zonálnosti (Leung 1974).

Chemické složení chromového spinelu (Al = 0,99–1,21 apfu; Cr = 0,51–0,71 apfu; Ti = 0,03–0,04 apfu) je podobné jako složení spinelidů vázaných na horniny oceánské kůry (MORB bazalty a peridotity). Chromový spinel začal krystalovat poměrně brzy, protože je uzavírán ve většině hlavních horninotvorných minerálů a to zejména v olivínu a pyroxenu (Buriánek 2010). Krystalizace tohoto minerálu začala patrně již v podmínkách pláště, avšak během výstupu k povrchu docházelo k změnám chemického složení spinelidů v důsledku interakce s taveninou (jak předpokládají Roeder – Reynolds 1991).

3) Krystalizace z taveniny v podmínkách těsně pod povrchem a na dně sedimentační pánve

Vulkanoklastika a mnohé lávy obsahují velké množství pórů po plynech. Některé lávové proudy a polštářové lávy naopak žádné póry neobsahují. V nadloží nebo podloží takových výlevů však často vystupují vulkanoklastika, případně výrazně pórovité lávy a hyaloklastity (obr. 2g). Vulkanoklastika mohou vznikat i v hloubkách kolem 1 000 m (Cashman – Fiske 1991; Kokelaar 1986, Fouquet *et al.* 1998). Některá vulkanoklastika navíc nesou známky transportu (zaoblené klasy, gradace) v pyroklastickém podmořském proudu.

Během závěrečných fází krystalizace se v mnoha případech změnilo chemické složení rostoucího pyroxenu. Místo diopsidu začal krystalovat egirín-augit (obr. 4a), což se v pyroxenech projevilo nárůstem poměru Fe/(Fe+Mg) a růstem obsahu Na a Fe^{3+}. Chemické složení se mění v důsledku substituce $Ca_{-1}(Fe^{2+},Mg)_{-1}$ $Na_{-1}Fe^{3+}_{-1}$. Někteří autoři tento vývoj spojují se změnou fugacity kyslíku v tavenině (Nash – Wilkinson 1970; Larsen 1976). Anderson (1974) naopak předpokládá, že k tomu dochází v důsledku změny poměru Na/Ca v tavenině. V případě studovaných hornin může jít o kombinaci obou faktorů. Výskyt mladších egerín-augitových pyroxenů je ve studovaném souboru vzorků častější u monchiquitů a pikritů, které tvořily lávové příkrovy než u vzorků ze subvulkanických těles těšínitů. V těšínitech jsou navíc tyto pyroxeny přítomny jen ve vzorcích, které nesou známky intenzivní hydrotermální alterace. Velmi podobné složení jako tyto pyroxeny mají egerín-augity z hydrotermálních žil prorážejících těšinity na lokalitě Tichá (Dolníček *et al.* 2010). Zmínění autoři předpokládají, že egerín-augity krystalovaly za nízkého tlaku (méně než 1 kbar) z hypersalinních hydrotermálních roztoků (bohatých hlavně na NaCl) o teplotě kolem 390–510 °C. V okolí těchto hydrotermálních žil jsou v hornině starší jádra diopsidických pyroxenů lemována egerín-augitem.

Amfibol většinou tvoří samostatná zrna a někdy lemuje zrna pyroxenu. Chemické složení amfibolů je poměrně homogenní (kaersutity), ve střední části zrn můžeme někdy pozorovat oscilační zonálnost způsobenou hlavně kolísáním obsahu Fe a Mg. Při okrajích se objevují zóny tvořené ferrokaersutitem (obr. 4c, d) s nižším obsahem titanu, který může přecházet až do hastingsitu (obr. 4d), a to patrně v důsledku substituce $Al_{-1}(OH)_{-1}$ Ti_{-1} O_{-1} (Satoh *et al.* 2004). Společně s amfibolem často ve v horninách těšínitové asociace krystalizoval biotit. Místy dokonce můžeme pozorovat zatlačování amfibolu biotitem. Střední část biotitů je chemicky poměrně homogenní a odpovídá flogopitu, avšak při okrajích bývá vyvinuta tenká zóna bohatší železem (annit).

Okraj zrn spinelidů se svým chemickým složením blíží magnetitu. Hranice této zóny jsou neostré a směrem k okraji zrna roste obsah Ti a poměr X_{Fe}. Okrajová zóna začala vznikat buď v závěrečných fázích krystalizace, případně až během postmagmatické alterace horniny. Pravděpodobně tyto přeměny začaly už v závěrečných stádiích magmatické krystalizace v době, kdy vznikal egirínový pyroxen, protože magnetitové lemy kolem zrn uzavřených v pseudomorfózách po tmavých minerálech mají průměrně menší mocnost než ty kolem zrn v základní hmotě (Buriánek 2010).

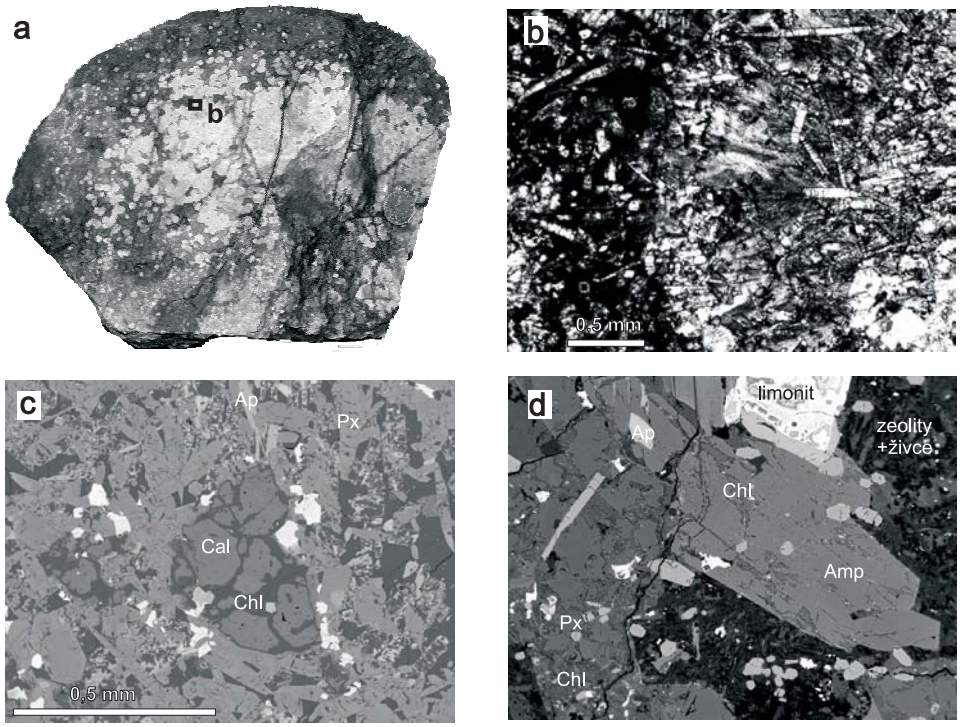
4) Přeměny během chladnutí taveniny

V některých polštářových lávách můžeme pozorovat varioly (obr. 6a, b), které vznikly jako produkt rekrystalizace vulkanického skla. Makroskopicky jsou v těchto horninách patrné 1 až 5 mm velké kulovité útvary jejichž množství směrem od okrajů do centra lávového polštáře roste (obr. 6a). Zmíněné útvary jsou obklopeny jemnozrnnou až celistvou horninou s vyrostlicemi tmavých minerálů v základní sklovité hmotě. Varioly se od svého okolí odlišují absencí skla a často také vyšším zastoupením vyrostlic tmavých minerálů v centrální části. Hlavní hmota varioly je tvořena lištovitými krystalky plagioklasu, které bývají uspořádány do vějířovitých agregátů (obr. 6b). Lištovité plagioklasy také často lemují okraj varioly, které jsou mnohdy tvořeny pouze lištovitými krystaly živců. Tyto struktury vznikly devitrifikací vulkanického skla. Některé lávové polštáře mají dobře vyvinutý až ně-

kolik cm mocný schlazený okraj složený z velmi jemnozrnné a značně alterované horniny bez variol. V centrální části polštáře pak varioly plynule přechází do horniny s dobře vykrystalovanou základní hmotou.

V této fázi vývoje také místy vznikal biotit. Biotitizace postupuje podél puklin ve vulkanitech a zatlačuje pyroxeny (ŠMÍD 1962) .

Ve většině vzorku najdeme kromě spinelu také zrna titanem bohatého magnetitu. Tento minerál často obsahuje inkluze ilmenitu, které vznikly během oxidace a chladnutí. Ilmenit se odmísil v důsledku reakce: $6Fe_2TiO_4 + O_2 = 6FeTiO_3 + Fe_3O_4$ (HAGGERTY 1991).



Obr. 6. Chemické složení hornin: (a) klasifikační diagram Mg vs. K_2O+Na_2O (LE MAITRE *et al.* 2002), (b) klasifikační diagram Zr/Ti vs. Nb/Y (PEARCE 1996), (c) Al_2O_3-Na_2O-CaO diagram, (d) REE normalizované chondritem (BOYNTON 1984), (e) variační diagramy MgO vs. SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, P_2O_5, LOI, (f) nekompatibilní prvky normalizované hodnotami pro primitivní plášť (SUN – MCDONOUGH 1989). Legenda: (1) těšínity, (2) pikrity, (3) monchiquity, fourchity a bazalty, (4) hydrotermálně intenzivně postižené monchiquity, fourchity a bazalty, (5) horniny (těšínity a monchiquity) s nízkým stupněm sekundárních přeměn.

Fig. 6. Chemical composition of rocks: (a) classification diagram Mg vs. K_2O+Na_2O (LE MAITRE *et al.* 2002), (b) classification diagram Zr/Ti vs. Nb/Y (PEARCE 1996), (c) Al_2O_3-Na_2O-CaO diagram, (d) variation in REE normalized to chondrite (BOYNTON 1984), (e) diagram variation diagrams MgO vs. SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, P_2O_5, LOI, (f) variation in incompatible trace elements normalized to primitive upper mantle (SUN – MCDONOUGH 1998). Legend: (1) teschenite, (2) picrite, (3) monchiquite, fourchite and basalt, (4) rocks (monchiquity, fourchity and basalt) strongly affected by hydrothermal alteration, (5) rocks (teschenite and monchiquite) with a very low degree of secondary alteration.

5) Pozdní hydrotermální alterace

Těsně po utuhnutí hornin obsahovala většina vulkanitů těšínitové asociace v různém poměru vyrostlice pyroxenu, olivínu, amfibolu a biotitu. V základní hmotě bylo často pří-

tomno vulkanické sklo, bazické živce a někdy dokonce foidy (PACÁK 1926; ŠMÍD 1962, 1978) a z akcesorických minerálů spinelidy a apatit. Tato minerální asociace však byla poměrně brzy částečně nahrazena směsí sekundárních minerálů (analcim, kalcit, chlority, minerály serpentinové skupiny, jílové minerály, limonit). Titanit mohl vznikat v pozdních stádiích magmatické krystalizace. Avšak patrně rostl až v raných stádiích hydrotermálních přeměn. Tvoří totiž automorfní krystaly, které uzavírají apatity a místy také drobné inkluze albitu.

Hydrotermální přeměny se projevily především rozpadem skla na jemnozrnnou směs chloritů a jílových minerálů. Tato směs je příliš jemnozrnná na přesné určení těchto fází pomocí elektronové mikrosondy. V základní hmotě většiny studovaných hornin se objevují kyselé plagioklasy, draselné živce a zeolity (např. natrolit). To můžeme taktéž vysvětlit působením hydrotermálních roztoků, protože byl původní plagioklas bazický (např. TRUNDOVÁ 2004). Analcim v alkalických horninách dnes většina autorů považuje za sekundární a bývá interpretován jako produkt přeměny leucitu v důsledku interakce s fluidy bohatými na sodík (FERGUSON – EDGAR 1978; PEARCE 1993; PRELEVIC *et al.* 2004). V případě hornin těšinitové asociace mohl analcim vznikat jako produkt rozpadu bazických plagioklasů a nefelínu (ŠMÍD 1962). Olivíny nebyly ve studovaných vzorcích vůbec zachovány a většinou byly z velké části nahrazeny karbonátem (obr. 6c) a chlority případně minerály serpentinové skupiny. Biotity bývají zejména na okrajích postiženy chloritizací a na štěpných trhlinách někdy obsahují drobně zrnité agregáty albitu. Pyroxeny a amfiboly jsou většinou postiženy sekundárními přeměnami nejméně. Na okrajích a podél puklin bývají zatlačovány chlority (obr. 6d). Horniny mnohdy obsahovaly póry, které jsou dnes druhotně vyplněny. Mandle jsou většinou několik mm velké a tvořené většinou kalcitem, chloritem, někdy je přítomen limonit, prehnit, křemen a chalcedon.

Diskuse

Chemické složení vulkanitů nám může poskytnout důležité informace o geotektonickém prostředí jejich vzniku a to i přesto, že jsou intenzivně postiženy sekundárními přeměnami. Chemické složení ultrabazických členů těšínitové asociace (pikrity) stejně jako chemické složení některých minerálů (spinely) indikují parciální tavení pláště a následnou frakcionaci plášťového magmatu (NAREBSKI 1990, DOSTAL – OWEN 1998). Zvýšené a variabilní obsahy některých nekompatibilních prvků (Ba, Nb, U a LREE) ve studovaném souboru hornin mohou souviset s kontaminací korovým materiálem (např. BAKER *et al.* 2000; WEDEPOHL – BAUMANN 1999). Některé monchiquity a těšínity vykazují po stránce geochemické řadu podobností s bazalty oceánských ostrovů (OIB). V diagramu normalizovaném hodnotami OIB (MCDONOUGH – SUN 1989) je patrná variabilní záporná K anomálie a často také slabá záporná anomálie Ti. Tyto charakteristiky potvrzují vznik těšínitové asociace v geotektonickém prostředí kontinentálního riftu. Jeho vznik přitom může souviset s existencí horké skvrny (viz. např. WEDEPOHL – BAUMANN 1999). Místy (např. Petřkovická hora) jsou akumulace láv a vulkanoklastik mocné až několik stovek metrů. Takové mocnosti jsou pravděpodobně pozůstatkem rozsáhlého a poměrně vysokého podmořského vulkánu.

Paleontologie a tafonomie sedimentů doprovázejících vulkanity dovolují zhruba charakterizovat vodní prostředí pánve. V bentosních společenstvech zcela převládají aglutinované foraminifery nad vápnitými a mezi aglutinované taxony zase zcela převažují typy s organickým tmelem stěny nad vápnitým. Svědčí to pro blízkost karbonátové kompenzační hloubky (CCD). Vápnitý bentos byl přítomen ve většině studovaných vzorků, zcela však chyběly planktonické foraminifery. To by ukazovalo na hloubky mezi lyzoklinou a CCD a to spíše blíže k CCD. Pozice CCD ve spodní křídě se lišila od té současné. Z křivky pozice CCD v geologické minulosti sestavené pro severní Atlantik (TUCHOLKE a VOGT 1979) vyplývá, že v hauterivu byla CCD zhruba v hloubce 4 500 m a v průběhu barremu a aptu

se přesunula do 3 000 m. Prakticky to znamená šíření nevápnitých facií a aglutinované foraminiferové fauny do menších hloubek. Nakolik lze aplikovat situaci v severoatlantické pánvi na mnohem menší slezskou pánev na okraji Tethys je otázka. Směrem k okrajům hlubokomořských pánví se pozice CCD zvedá, zvláště v blízkosti siliciklastických šelfů a ústí velkých řek. V době sedimentace hradišťského souvrství je znám zvýšený přínos terestrické organické hmoty a zároveň v turbiditech výrazně převažuje siliciklastická složka nad karbonátovou.

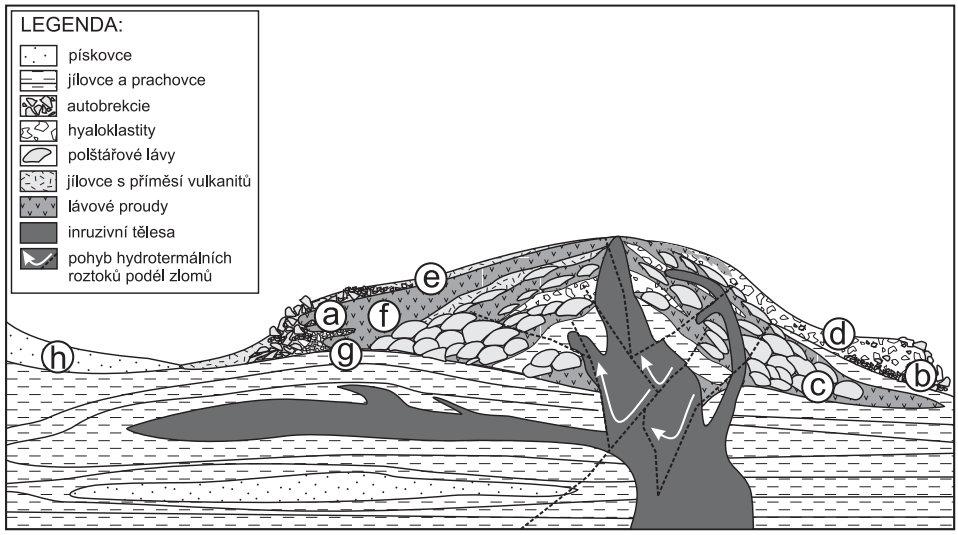
Z hlediska rekonstrukce marinního prostředí jsou důležité i radiolarie. Obecně jsou radiolariové biofacie v hlubokomořských pánvích často spjaty s výstupnými proudy, které přinášejí rozpuštěný SiO_2. Kostry radiolarií jsou tvořeny opálem a ten se v hlubokomořském prostředí snadno rozpouští. Proto výskyt radiolarií v tafocenózách signalizuje spíše tafonomickou změnou než změnou jejich primární hojnosti. Platí to patrně i pro relativně hojný výskyt radiolarií v jílovcích od Kojetína (ZS6). Poměrně často byly v jílovcích hradišťského souvrství ve studované oblasti zjištěny delikátně pyritizované radiolarie, u kterých je opálová kostra se všemi detaily dokonale nahrazena pyritem. Tento typ pyritizace interpretovali Bąk a Sawłowicz (2000) jako výsledek průchodu kostry radiolarie přes zónu kyslíkového minima ve vodním sloupci, kdy v prostředí se sirovodíkem je opál postupně zcela nahrazen novotvořeným pyritem. Během sedimentace hradišťského souvrství lze jistě předpokládat široké rozšíření této zóny ve střední části vodního sloupce i s ohledem na vysoký obsah organické hmoty v sedimentech. Přítomnost nektonu a planktonu a zároveň relativně bohatého foraminiferového bentosu dokládá, že povrchové i dnové vody byly dostatečně prokysličené přinejmenším po většinu sedimentace souvrství.

Studium fluidních inkluzí z těšinitů v této oblast potvrdilo, že v závěrečných fázích krystalizace koexistovaly magmatické minerály s fluidy s vysokou salinitou a s vysokým obsahem NaCl (Dolníček *et al.* 2010). Zvýšená salinita však patrně nebyla hlavním důvodem změny chemického složení pyroxenů. Magma se totiž při výstupu k povrchu dostávalo do kontaktu nejen s mořskou vodou, ale také s hydrotermálními roztoky generovanými ze sedimentů nasycených vodou (patrně voda diagenetická), což mohlo způsobit zvýšení fugacity kyslíku v tavenině. V některých vzorcích po pyroxenech následuje krystalizace amfibolu. Tento jev bývá vysvětlován vzrůstem parciálního tlaku vody (Bailey 1969) v závěrečných stádiích krystalizace taveniny. V těšinitech jsou také často přítomné hydrotermální žíly, z nichž některé obsahují egirín-augit (Dolníček *et al.* 2010). Tyto žíly patrně vznikaly během chladnutí těles těšínitů nehluboko pod dnem sedimentační pánve. Během této etapy migrovaly po křehkých trhlinách hydrotermální roztoky o teplotě kolem 390–510 °C (Dolníček *et al.* 2010), generované v důsledku interakce chladnoucího subvulkanického tělesa a vody z okolních nezpevněných sedimentů.

Ještě mnohem výrazněji se interakce s mořskou vodou podepsala na vulkanických horninách, jejichž výlevy a podmořské erupce probíhaly přímo na dně sedimentačního bazénu (obr. 7). Mnohé horniny včetně hyaloklastitů nesou známky intenzivní hydrotermální alterace. Typická je zejména karbonatizace. V mnoha případech jsou úlomky vulkanického skla a vulkanických lapil zcela obklopeny karbonátem. Vulkanický materiál je nahrazen směsí sekundárních minerálů, a přesto jsou zachovány původní tvary klastů z hyaloklastitů. Poměrně ostrohranné úlomky nejsou většinou vůbec postiženy diagenetickým stlačením, což naznačuje, že k jejich karbonitizaci patrně došlo poměrně brzy po jejich usazení. Také podmořské výlevy jsou výrazně postiženy alterací. Při rychlém schlazení výlevných hornin vznikaly často ve sklovité hornině varioly. Právě vulkanickým sklem bohaté okraje lávových proudů a polštářových láv byly postiženy alterací téměř hned po svém vzniku (chloritizace, serpentinizace, zeolitizace nebo karbonatizace).

K nejrozsáhlejším alteracím vulkanitů pak docházelo těsně po jejich výlevu. Probíhala intenzivní chloritizace a serpentinizace. Rozpadem tmavých minerálů také vznikal novotvořený magnetit (Buriánek – Skácelová 2007). Během nízkoteplotní alterace titanem bohatých magnetitů a silikátů s obsahem Ti (pyroxen, olivíny?) vznikají velmi jemnozrnné

směsi minerálních fází bohatých Ca a Si, složené hlavně z titanitu, magnetitu a karbonátu. Dále docházelo k rozpadu bazických živců případně foidů, z nichž vznikal albit a některé zeolity. Vápník, uvolněný při těchto přeměnách, migroval v roztocích a často se srážel v podobě karbonátů, které někdy vyplnily pseudomorfózy po olivínu nebo pyroxenu. V pozdějších fázích se na alteraci mohly výrazně podílet externě derivované roztoky což naznačuje studie hydrotermálních žil, které proráží vulkanity (URUBEK – DOLNÍČEK 2009). Podle zmíněných autorů jsou hydrotermální žíly a mandle produktem krystalizace z fluid generovaných při diagenezi okolních sedimentů.



Obr. 7. Schematický diagram znázorňující podmořský vulkán a pozici hlavních staveb popisovaných ve studované oblasti (a-h viz obr. 2).

Fig. 7. Schematic diagram of a submarine volcano summarizing position of the principal textures described from the studied area (a-h see Figure 2).

Závěry

Studované horniny tvořily synsedimentární podmořské výlevy často provázené hyaloklastity a vulkanoklastickými horninami. Někdy vulkanity intrudovaly do sedimentů v podobě žil a drobných těles. Velmi často tvoří vulkanický materiál příměs v okolních sedimentech (hlavně jílovce a pískovce).

Většina vulkanoklastik a část láv má výrazný podíl mandlí vyplněných sekundárními minerály. Výskyt dutin po plynech spolu s mikropaleontologickou interpretací prostředí potvrzují, že k erupcím docházelo v hlubokomořské pánvi nepřesahující zatím výrazně hloubku okolo 1 000 nebo 2 000 m. Šlo tedy o pánev charakteru Rudého moře či Středozemního moře, spíše než oceánské pánve.

Magma většiny hornin reagovalo s mořskou vodou během svého vmístění do ještě nezpevněných sedimentů nebo při výlevu na mořské dno. Tyto procesy výrazně ovlivnily charakter erupcí. V důsledku interakce magmatu s mořskou došlo na okrajích těles k rychlému schlazení a dezintegraci horniny (vznik hyaloklastitů). Interakce s vodu také ovlivnila fugacitu kyslíku ve zbytkové tavenině.

Během chladnutí láv docházelo k sekundárním přeměnám v důsledku interakce s okolní mořskou nebo diagenetickou vodou a většina vulkanického skla společně s některými minerály (olivín, plagioklas) podlehla intenzivní alteraci. Vznikaly tak sekundární hořčíkem

bohaté minerály, jako jsou chlority a minerály serpentinové skupiny. Velmi často krystalizoval také kalcit, který částečně zaplnil některé pseudomorfózy po olivínu a pyroxenu.

Nové výzkumy potvrdily velký vliv hydrotermální alterace na minerální asociaci studovaných vulkanitů. Většina vulkanických hornin skupiny monchiquit-pikrit obsahuje jen zbytky původních magmatických minerálů. V důsledku hydrotermálních alterací a zvětrávání v některých případech zcela zmizely magmatické minerály a hornina se změnila na směs jílových minerálů, chloritů, křemene, albitu, zeolitů a karbonátů.

Autoři děkují D. Matýskovi a A. Přichystalovi za kritické pročtení rukopisu a I. Sedláčkové za pomoc s přípravou mapky. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390004 (Základní geologické mapování Beskyd v měřítku 1:25 000).

LITERATURA

ANDERSON, J. G., 1974: The Geology of Alángorssuaq, northern Nunarssuit complex, South Greenland. – MS, PhD thesis, University of Aberdeen, UK.

BAILEY, D. K., 1969: The stability of acmite in the presence of H_2O. – Amer. J. Sci., 267A, 1–16.

BĄK, M., SAWŁOWICZ, Z., 2000: Pyritized radiolarians from the Mid-Cretaceous deposits of the Pieniny Klippen Belt – a model of pyritization in an anoxic environment. – Geologica Carpathica, 51 (2): 91–99.

BAKER, J. A., MACPHERSON, C. G., MENZIES, M. A., THIRLWALL, M. F., AL-KADASI, M., MATTEY, D. P., 2000: Resolving Crustal and Mantle Contributions to Continental Flood Volcanism, Yemen; Constraints from Mineral Oxygen Isotope Data. – J. Petrol, 41(12), 1 805–1 820.

BARNES, S. J., ROEDER, P. L., 2001: The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. – J. Petrol, 42, 12, 2 279–2 302.

BOYNTON, W. V., 1984: Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In P.e. Henderson, Ed. Rare Earth Element Geochemistry, 63–114. Elsevier, Amsterdam.

BURIÁNEK, D., 2010: Magmatický a postmagmatický vývoj hornin monchiquit-pikritové skupiny v okolí Valašského Meziříčí. – Geol. Výzk. Mor. Slez. 17, 117–123.

BURIÁNEK, D., SKÁCELOVÁ, Z., 2007: Význam magnetické susceptibility pro geologické mapování hornin těšínitové asociace na listu 1:25000 Starý Jičín (25-124). – Geol. Výzk. Mor. Slez. v roce 2006, 14, 62–65.

CASHMAN, K. V., FISKE, R. S., 1991: Faullout of pyroclastic debris from submarine eruptions. – Science, 253, 275–280.

DOLNÍČEK, Z., KROPÁČ, K., UHER, P., POLÁCH, M., 2010: Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – Chem. Erde. – Geochemistry, 267–282.

DOSTAL, J., OWEN, J. V., 1998: Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – Geol. Rdsch., 87, 1, 67–77.

DROOP, G. T. R., 1987: A general equation for estimating Fe3+ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. – Mineral. Mag., 51, 431–437.

ELIÁŠ, M., SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z., 2003: Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň.-Techn. Univ., Ř. horn.-geol., 49, Monografie 8, 7–13. Ostrava.

FERGUSON, L. J., EDGAR, A. D., 1978: The petrogenesis and origin of the analcime in the volcanic rocks of the Crowsnest Formation, Alberta. – Can. J. Earth Sci., 15(1), 69–77.

FOUQUET Y., EISSEN J.P., ONDRÉAS H., BARRIGA F., BATIZA R., DANYUSHEVSKY L., 1998: Extensive volcaniclastic deposits at the Mid-Atlantic Ridge axis: results of deep-water basaltic explosive volcanic activity?. Terra Nova, 10: 280–286.

GRABOWSKI, J., KRZEMIŃSKI, L., NESCIERUK, P., STARNAWSKA, E., 2006: Palaeomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for tectonic rotations in the Silesian unit. – Geoph. J. Int., 166(3), 1077–1094.

HAGGERTY, S. E., 1991: Oxide mineralogy of the upper mantle. – Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 25, 355–416.

HOHENEGGER, L., 1861: Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten in Schlesien und angrenzenden teilen von Mähren und Galizien. – Gotha.

HOVORKA, D., SPIŠIAK, J., 1988: Mezozoický vulkanizmus Západných Karpát.– 263 stran, Veda, Bratislava.

Kokelaar P., 1986: Magma–water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. – Bull. Volcanol., 48, 275–289.

Krejčí O., Adamová M., Bubík M., Fojt B., Přichystal A., Švábenická L., 1999: Geologická stavba slezské a podslezské jednotky v řečišti Bečvy u Choryně po odkrytí během povodně v roce 1997. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1998, 59–65.

Kretz, R., 1983: Symbols for rock - forming minerals. – Amer. Mineral., 68, 277–279.

Kudělásková, J., 1982: Petrologická a geochemická charakteristika hornin těšínitové asociace. – MS, diplomová práce. Přf UK. Praha.

Kudělásková, J., 1987: Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association outer Western Carpathians. – Geol. Carpath., 38, 545–573.

Kudělásková, M., Kudělásek, V., Matýsek, D., 1993: Chemické a petrologické studium pikritových hornin z podbeskydské oblasti. – Sbor. Věd. Prací Vys. šk. Báň. v Ostravě, 39, 63–72. Ostrava.

Kynický, J., Xu, Ch., Bajer A., Samec P., Kynická, A., 2009: Nové výzkumy v horninách těšínitové asociace: Fluorapatit se zvýšenými obsahy Sr a REE. – Geol. Výzk. Mor. Slez, 16, 66–69.

Larsen, L. M., 1976: Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilímaussaq intrusion, South Greenland. – J. Petrol., 17, 258–290.

Le Bas, M. J., 2000: IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. J. Petrol., 41(10), 1467–1470.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A. R., 2002: Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. – Cambridge University Press, 1–236.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – Eur. J. Mineral., 9, 623–651.

Leung, I. S., 1974: Sector zoned titanaugites: morphology, crystalochemistry and growth. – Am. Mineral., 59, 127–138.

Lucińska-Anazkiewicz, A., Villa, I. M., Anazkiewicz, R., Ślaczka, A., 2002: 40Ar/39Ar dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – Geol. Carpath., 53, 45–52.

Mandour, M. A., 1982: Geochemická a mineralogická studie hornin těšínitové asociace v podbeskydské oblasti ČSSR. – MS, diplomová práce. HGF VŠB. Ostrava.

Matýsek, D., 1988: Kontaktní metamorfismus hornin těšínitové asociace. – Čas. Slez. Muz., série A, 37, 77–86. Opava.

Matýsek, D., 1989a: Matematicko-statistický model systémového třídění hornin těšínitové asociace jako podklad pro úvahy o jejich chemismu a vzniku. – Sbor. Věd. Prací Vys. šk. Báň. v Ostravě, 35, 285–300.

Matýsek, D., 1989b: Geochemické zhodnocení výsledků třídění hornin těšínitové asociace. – Sbor. Věd. Prací Vys. šk. Báň. v Ostravě, 35, 301–324.

Matýsek, D., 1992: Statistical evaluation of the chemical composition of pyroxenes and amphiboles of the teschenite association. – Čas. Min. Geol., 37, 2, 89–96.

Matýsek, D., 1993: Kontaktní metamorfóza spojená s intruzí hornin těšínitové asociace na lokalitě Krmelín. – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 77, 29–39.

Menčík, E., Adamová, M., Dvořák, J., Dudek, A., Jetel, J., Jurková, A., Hanzlíková, E., Houša, V., Paslová, H., Rybářová, L., Šmíd, B., Šebesta, J., Tyráček, J., Vašíček Z., 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústř. Úst. geol. 1–304, Praha.

Meschede, M., 1986: A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – Chem. Geol., 56, 207–218.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., 1988: Nomenclature of pyroxenes. – Mineral. Mag. 52, 535–550.

Narebski, W., 1990: Early rift stage in the evolution of western part of the Carpathians: geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. – Geol. Carpath., 41, 521–528.

Nash, W. P. – Wilkinson J. F. G., 1970: Shonkin Sag laccolith, Montana. I: Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. – Contrib. Mineral. Petrol., 25, 241–269.

Nemčok, M., Nemcok, J., Wojtaszek, M., Ludhova, L., Oszczypko, N., Sercombe, W.J., Cieszkowski, M., Paul, Z., Coward, M.P., and Slaczka, A., 2001: Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. – Marine and Petroleum Geology, 18(1), 39–64.

PACÁK, O., 1926: Sopečné horniny na severním úpadí Beskyd moravských. – Nakladatelství České akademie věd a umění. Praha.

PÁLENSKÝ, P., ČÍŽEK, P., TYRÁČEK, J., STRÁNÍK, Z., DVOŘÁK, J. 1996: Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 25 12 Hranice. – ČGÚ. Praha.

PEARCE, J. A., (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. ed.: Trace element geochemistry of volcanic rocks: application for massive sulphide exploration. Short course notes 12, 79–113. – Geol. Assoc. Canada.

Pearce, J. A., Norry, M. J., 1979: Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33–47.

PEARCE, T. H., 1993: Analcime phenocrysts in igneous rocks; primary or secondary?; discussion. – Amer. Mineral., 78 (1–2), 225–229.

Prelevic, D., Foley, S. F., Cvetkovic, V., and Romer, R. L., 2004: The analcime problem and its impact on the geochemistry of ultrapotassic rocks from Serbia. – Mineral. Mag., 68(4), 633–648.

ROEDER, P. L., REYNOLDS, I., 1991: Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. – J. Petrol., 32, 909–934.

SATOH, H., YAMAGUCHI, Y., MAKINO, K., 2004: Ti-substitution mechanism in plutonic oxy-kaersutite from the Larvik alkaline complex, Oslo rift, Norway. – Mineral. Mag., 68(4), 687–697.

SCHUMACHER, J. C., 1997: Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. – Can. Mineral., 35, 238–246.

ŠMÍD, B., 1962: Přehled geologie a petrografie hornin těšínitové asociace na severním úpatí Beskyd. – Geol. Práce, 63, 53–60. Bratislava.

ŠMÍD, B., 1978: Výzkum vyvřelých hornin těšínitové asociace v oblasti mezi Jasenicí u Val. Meziříčí a Bludovicemi u N. Jičína. – MS, Archiv ČGS. Praha.

ŠMÍD, B., 1978: Výzkum vyvřelých hornin těšínitové asociace. – MS, zprávy Sb. 835, I. a II díl. Archiv ČGS. Praha.

SPIŠIAK, J., HOVORKA D., 1997: Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. – Geol. Carpath., 48, 113–121. Bratislava.

STRÁNÍK, Z., TYRÁČEK, J., DVOŘÁK, J., 1998: Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 25 14 Valašské Meziříčí. – ČGÚ. Praha.

SUN, S. S., MCDONOUGH, W. F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders, and M. J. Norry, Eds., Magmatism in ocean basins. – Geological Society of London Special Publications, 42, 313–345.

TRUNDOVÁ, A., 2004: Petrologická charakteristika těšínitů z vybraných lokalit Moravsko-slezských Beskyd. – MS, diplomová práce, PřF MU, Brno.

TSCHERMAK, G., 1866: Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in der Umgebung von Teschen und Neutitschein. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien.

TUCHOLKE, B. E., VOGT, P. R., 1979: Western North Atlantic: Sedimentological evolution and aspects of tectonic history. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 43, p. 791–825.

URUBEK, T., DOLNÍČEK, Z., 2009: Hydrotermální mineralizace v jílovcích lhoteckého souvrství u Choryně (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – Geol. výzk. Mor. Slez., 81–84.

WEDEPOHL, K. H., BAUMANN, A., 1999: Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. – Contrib. Min. Petrol., 136(3), 225–239.

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.

WOOD, D. A., 1980: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. – Earth Planet. Sci. Lett., 50, 1, 11–30.