ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXIII (2008): 91–112, 2008

NOVÉ PETROGRAFICKÉ, MINERALOGICKÉ A PALEONTOLOGICKÉ VÝZKUMY V LOMU PODHŮRA (KRA MALENÍKU, MORAVSKOSLEZSKÝ KULM)

NEW PETROLOGICAL, MINERALOGICAL AND PALAEONTOLOGICAL RESEARCH IN THE QUARRY PODHŮRA (MALENÍK BLOCK, MORAVO-SILESIAN CULM)

ZDENĚK DOLNÍČEK, KAMIL KROPÁČ, TOMÁŠ LEHOTSKÝ,
RADEK ŠKODA, IVANA JAČKOVÁ

Abstract

Dolníček Z., Kropáč K., Lehotský T., Škoda R., Jačková I., 2008: Nové petrografické, mineralogické a paleontologické výzkumy v lomu Podhůra (kra Maleníku, moravskoslezský kulm). *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.,* 93: 91–112.

New petrological, mineralogical and palaeontological research in the quarry Podhůra (Maleník Block, Moravo-Silesian Culm)

The quarry Podhůra is situated near the contact of the Bohemian massif and Western Carpathians. There are exposed Lower Carboniferous sedimentary rocks belonging to Culm facies of the adjacent parts of the Bohemian massif.

Within the shales and fine-grained greywackes, fossils of *Archaeocalamites scrobiculatus* and *Archaeocalamites* sp. have been discovered recently.

A swarm of steep NW–SE-trending dykes of strongly altered igneous rock was found. The rock is composed mainly of albite, K-feldspar, chlorite (clinochlore), and amphibole (tschermakite to magneziohastingsite). Minor constituents are quartz, pyroxene (diopside-augite), titanite, ilmenite, apatite, pyrite, calcite, prehnite and epidote. The modal and chemical compositions are equivalent to alkaline-feldspar syenite and basaltic trachyandesite, respectively. The rock is enriched in both the litophile elements (Ba, Sr, Rb, Zr) and the transitional metals (V, Ni, Cr, Zn). Chondrite-normalized REE pattern shows LREE enrichment and no Eu anomaly. The near-zero $\delta^{34}S$ value of accessory pyrite from the least altered part of the dyke suggests an orthomagmatic source of sulphur. Based on geological position and geochemical features, the magmatic rock may be easily parallelized with Late Variscan post-tectonic lamprophyric dykes of the Bohemian massif. However, it was subject of extensive post-magmatic hydrothermal alkaline metasomatism which altered mafic silicates and plagioclase into hydrous mineral phases and alkaline feldspars.

Products of three different hydrothermal systems were recognized to be hosted within the igneous rock: 1) Amygdule paragenesis composed of quartz, chlorite, prehnite, epidote and calcite is the oldest one. The origin of this mineralization was probably connected with above mentioned post-magmatic hydrothermal alteration of the host rock, and was possibly related to activity of meteoric waters (fluid $\delta^{18}O$ around -5 ‰ SMOW, salinity around 2 wt. % NaCl equiv.). 2) The superimposed monomineralic calcite mineralization forms NW–SE and N–S striking steep veins. The fluid inclusions are characterized by very low homogenization temperatures (35–81 °C), Ca–Na–Cl nature and high fluid salinities (22–27 wt. % salts). Both the field and fluid inclusion parameters are comparable with post-Variscan vein-type mineralizations occurring along the eastern margin of the Bohemian massif. However, the calculated fluid $\delta^{18}O$ values are very low (-10 ‰ SMOW). Several attempts are introduced to explain the latter, but the

problem is not fully resolved. 3) The youngest monomineralic calcite vein mineralization strike NW–SE and E–W. Low homogenization temperatures (54–87 °C), low fluid salinities (up to 3.7 wt. % NaCl equiv.), low $\delta^{13}C$ values and near-zero fluid oxygen isotope signature are typical features. The formation conditions can be compared to the Tertiary mineralization in this area, originating from fluids of marine and/or meteoric provenance.

Key words: Moravo-Silesian Culm, magmatic dyke, hydrothermal mineralization, fluid inclusions, stable isotopes, trace elements, phytopalaeontology

Zdeněk Dolníček, Kamil Kropáč, Tomáš Lehotský, Department of Geology, Palacký University, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, Czech Republic, e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

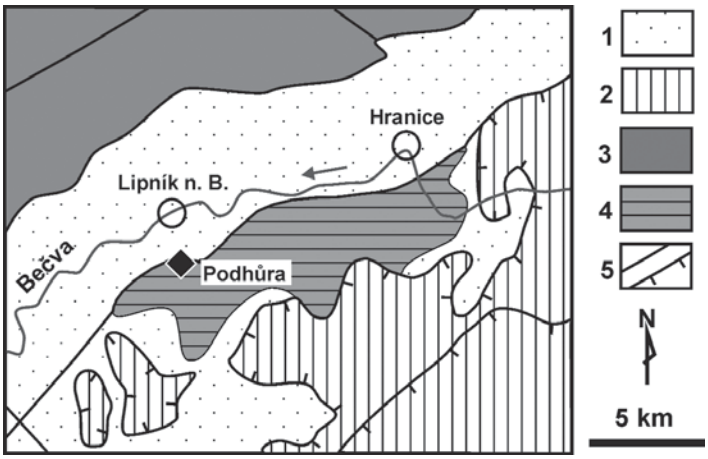
Radek Škoda, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic, e-mail: rskoda@sci.muni.cz

Ivana Jačková, Czech Geological Survey, Stable Isotope Lab, Geologická 6, 152 00 Praha 5 - Barrandov, Czech Republic.

Úvod

Činný pětietážový lom Podhůra se nachází cca 2,5 km jižně od Lipníka nad Bečvou. Lokalita je v literatuře známa i pod označením Lipník n. Bečvou - Hůrka (Kruťa 1966), Týn n. Bečvou (Přichystal 1986, Zimák 1999a) či Pod Hůrou (Zimák *et al.* 2002). Širší oblast je budována geologicky zajímavým územím na styku Českého masivu a Západních Karpat (obr. 1). Prostor lomu je součástí tzv. kry Maleníku, jež představuje tektonický blok paleozoických hornin, litologicky a faciálně odpovídající paleozoiku přilehlé části Českého masivu, od něhož je však kra Maleníku oddělena karpatskou předhlubní. Na opačné (jihovýchodní) straně se paleozoikum kry Maleníku noří pod nasunuté karpatské flyšové příkrovy. V lomu vystupují zvrásněné spodnokarbonské sedimenty v kulmském vývoji (zejména droby, méně slepence, prachovce a jílové břidlice), řazené ke hradecko-kyjovickému souvrství nízkojesenického kulmu.

Publikované výsledky dosavadních geologických výzkumů na zájmové lokalitě jsou zaměřeny téměř výhradně na mineralogii. Výjimkou je jen práce Přichystala (1986),



Obr. 1. Geologická pozice lokality Podhůra. 1 – neogenní sedimenty, 2 – flyšové příkrovy Západních Karpat, 3 – paleozoikum Českého masivu, 4 – paleozoikum kry Maleníku, 5 – zlom, příkrov.

Fig. 1. Geological position of the locality Podhůra. 1 – Neogene sediments, 2 – flysch nappes of the Western Carpathians, 3 – Paleozoic of the Bohemian massif, 4 – Paleozoic of the Maleník Block, 5 – fault, thrust fault.

jež stručně petrograficky a chemicky charakterizovala vyvřelou horninu, kterou v lomu objevil J. Dvořák v r. 1984. Výskyt popisuje jako svislou žílu směru S–J s mocností 45 cm, která proráží okolní droby. Petrografické studium odhalilo značnou hydrotermální přeměnu horniny, v níž byly z primárních minerálů zachovány jen živce a po tmavých minerálech zůstaly pouze pseudomorfózy chloritu. Chemická analýza prokázala, že jde o alkalickou horninu intermediárního charakteru. Autor uvažuje o mladopaleozoickém stáří vyvřeliny. Mineralogickými poměry lomu se zabývalo několik autorů. LOSERT (1962) popisuje hydrotermální žíly s kalcitem, křemenem a ankeritem. KRUŤA (1966) uvádí stručnou charakteristiku všech do té doby známých minerálů, a doplňuje nové nálezy (albit, galenit, chalkopyrit, malachit, manganomelan, pyrit, sfalerit, stilpnosiderit). HAK a NOVÁK (1962) charakterizovali chemismus sfaleritu pomocí spektrální analýzy. JANOŠKA (1995) popsal z eluvií nad nejhořejší etáží lomu recentně vznikající limonitové konkrece. ZIMÁK (1999b) podrobněji charakterizoval křemenné žíly s kalcitem a chloritem klinochlor-chamositové řady. Vedle zmíněných hlavních komponent uvádí i akcesorický výskyt albitu, apatitu, monazitu a blíže neurčitelného TiO_2 minerálu (rutil či anatas). Analytická data uvedená v posledně jmenované práci jsou v regionálním kontextu diskutována i v dalších článcích autora (ZIMÁK 1999a, 1999c). Aplikace šesti různých geotermometrů založených na chemickém složení chloritu indikuje teploty formování hydrotermálních žil s chloritem mezi 181–312 °C (ZIMÁK 1999a). Podrobnější informaci o monazitu z Podhůry obsahuje práce ZIMÁKA a NOVOTNÉHO (2002). ZIMÁK *et al.* (2002) v rámci souborné studie o hydrotermální mineralizaci v moravskoslezském kulmu uvádějí ze zájmové lokality izotopová data ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) třech kalcitů vzorkovaných ze žil v drobách, a také výsledky mikrotermometrických měření fluidních inkluzí v jednom vzorku kalcitu.

Na podzim r. 2006 jsme provedli terénní rekognoskaci a geologickou dokumentaci horních dvou etáží lomu. Jak terénní výzkum, tak následné laboratorní zpracování odebraného materiálu přinesly nové fytopaleontologické, petrografické a mineralogické poznatky, jež jsou předmětem tohoto spisu. Předběžné výsledky našich výzkumů byly prezentovány na semináři „Moravskoslezské paleozoikum“ v r. 2007 (KROPÁČ *et al.* 2007).

Metodika

Chemické analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX 100 na společném pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy PřF MU a ČGS v Brně (analytik R. Škoda). Bylo použito urychlovací napětí 15 kV, proud 20 nA a průměr elektronového svazku 1 μm. Jako standardy byly použity syntetické fáze a dobře definované minerály. Načtené hodnoty byly přepočítány použitím automatické PAP korekce (POUCHOU a PICHOIR 1985).

Chemické složení vyvřeliny a kalcitů bylo stanoveno v laboratořích ACME, Vancouver. Vzorek horniny (o hmotnosti kolem 1 kg) byl rozemlet v planetovém mlýnku z legované oceli, obsahující 20 hmot. % Cr, 11 hmot. % Ni, 1,5 hmot. % Si a 1,1 hmot. % Mn. Rozpráškovaný vzorek byl zmenšen kvartací na analytický vzorek o hmotnosti cca 10 g. Kalcity byly roztírány ručně v achátové třecí misce. Hlavní oxidy, Ba a Sc byly stanoveny metodou ICP-ES po rozkladu tavením s $LiBO_2$ a následným vyloužením spečence ve zředěné (5%) HNO_3. Uhlík, síra a ztráta žíháním byly stanoveny na automatickém analyzátoru Leco. Navážka pro analýzu těžkých kovů (Ag, As, Au, Bi, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se a Zn), byla rozpuštěna v horké (95 °C) lučavce královské a vlastní analýzy byly provedeny metodou ICP-MS. Ostatní stanovené prvky včetně prvků vzácných zemin (REE) byly analyzovány metodou ICP-MS v alikvótním dílu stejného kyselého výluhu, v němž byly stanovovány i hlavní oxidy. Obsahy REE byly normalizovány na C1-chondrit s použitím hodnot uváděných ANDERSEM a GREVESSEM (1989), velikost Eu anomálie byla počítána podle vztahu $Eu/Eu^* = Eu_{CN}/\sqrt{(Sm_{CN}*Gd_{CN})}$.

Fluidní inkluze (dále též FI) byly studovány metodou optické mikrotermometrie ve štěpných úlomcích kalcitu. Rozlišení primárních (P), primárně-sekundárních (PS) a sekundárních (S) inkluzí (SHEPHERD *et al.* 1985) bylo provedeno v běžných výbrusech. Ve všech inkluzích byla konstatována přítomnost kapalné fáze (L – liquid), někdy i plynné fáze (V – vapour). Teplotní parametry inkluzí byly změřeny (Z. Dolníček) na Katedře geologie PřF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600. Měřeny byly: teplota homogenizace (Th), teplota zamrznutí inkluze (Tf), teplota eutektika (Te) a teploty tání dalších pevných fází – ledu (Tm ledu) a hydrohalitu (Tm hh). Přesnost měření teploty je ±0,1 °C. Komora byla kalibrována měřením anorganických standardů a fluidních inkluzí se známými teplotami fázových přechodů.

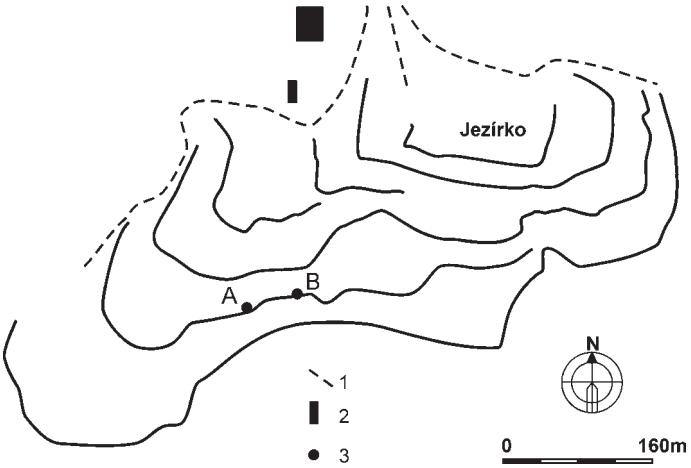
Izotopové analýzy uhlíku, kyslíku a síry byly provedeny v laboratořích ČGS Praha na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 (I. Jačková). CO_2 pro analýzu izotopového složení C a O byl z kalcitů uvolněn za pokojové teploty 100% kyselinou fosforečnou ve vakuu. Horninová sulfidická síra byla z vyvřelé horniny – vzhledem k jejímu malému množství – extrahována chemicky (viz DOLNÍČEK 2004) a zpracována na $BaSO_4$. SO_2 pro analýzu izotopového složení síry byl z vysráženého $BaSO_4$ uvolněn žíháním se směsí SiO_2 a V_2O_5 při 1000 °C ve vakuu. Výsledky izotopových analýz jsou vyjádřeny v ‰ odchylce od běžně používaných standardů (PDB, SMOW, CDT).

Fytopaleontologické nálezy

Nálezy fosilií v jihozápadní části kry Maleníku jsou velmi vzácné. Je to způsobeno především hrubozrnným vývojem spodnokarbonských sedimentů i jejich tektonickým postižením. Většinou se zde vyskytuje neurčitelná rostlinná drť, především v drobových, méně prachovcových a jílovcových členech vrstevních sledů.

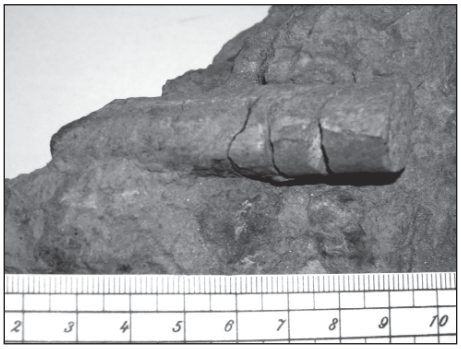
V jílových břidlicích a jemnozrnných drobách lomu Podhůra byly nově nalezeny poměrně dobře zachovalé fragmenty kulmské flóry. Poloha s rostlinnými zbytky se nacházela na 4. etáži lomu. Většina odebraného materiálu pochází z rozvalu pod jižní lomovou stěnou (obr. 2).

Identifikován byl zástupce typického spodnokarbonského druhu přesliček druhu *Archaeocalamites scrobiculatus* (Schlotheim) a *Archaeocalamites* sp. Přesličky se vyskytují ve formě vnitřních jader (obr. 3) a otisků, na kterých je dobře patrný podélný průběh rýh i nodální linie. Výskyt vnitřních jader je typičtější pro výskyty v drobách, většinou však na



Obr. 2. Pozice nových nálezů v lomu Podhůra. Vysvětlivky: 1– komunikace, 2 – budovy, 3 – místa nových nálezů (A – přesličky, B – žíly magmatické horniny).
Fig. 2. Position of new finds in the quarry Podhůra. Explanations: 1– roads, 2 – buildings, 3 – new finds (A – horsetails, B – magmatic dykes).

nich chybí jednotlivé morfologické detaily (i přes zachování původních proporcí rostlinného zbytku). Délka úlomků se pohybuje od 2 do 12 cm, šířka od několika prvních milimetrů do 2,5 cm. Jedná se prakticky o první nález makrofosilií z tohoto lomu. Výskyt zjištěných taxonů není příliš stratigraficky signifikantní – dokládá pouze spodnokarbonské stáří studovaných hornin. Dokladový materiál v počtu 15 fragmentů je uložen ve sbírce Katedry geologie PřF UP v Olomouci.

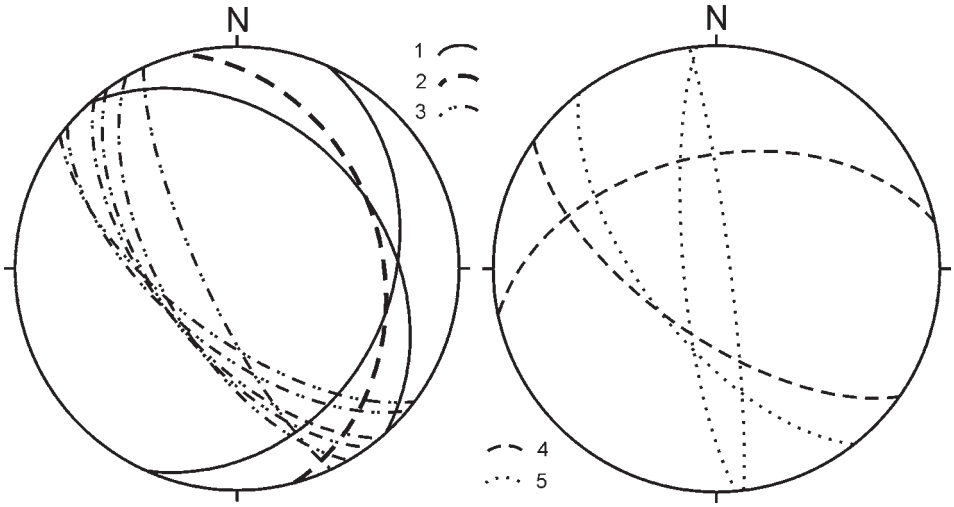


Obr. 3. Jádro *Archaeocalamites* sp. z Podhůry. Měřítko v cm.

Fig. 3. Cast of the *Archaeocalamites* sp. from Podhůra. Scale in cm.

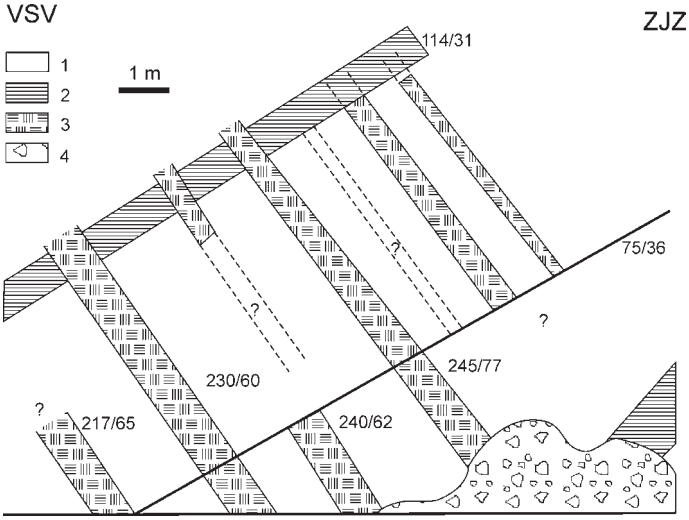
Výskyt a petrografická charakteristika žilné magmatické horniny

Terénní situace. V současné době je v jižní stěně čtvrté etáže (obr. 2) odkryto šest subparalelních pravých žil stálého směru SZ–JV se strmým sklonem k JZ (obr. 4), tvořených níže popsanou magmatickou horninou. Žíly prorážejí okolní droby (ojediněle s proplástky břidlic) přibližně kolmo k vrstevním plochám. Všechny žíly jsou nahloučeny blízko u sebe, vzájemně jsou odděleny jen X0 cm drob, vytvářejíce tak žilný roj (obr. 5). Mocnost žil dosahuje až 120 cm a v rámci konkrétní žíly je poměrně stálá. Všechny žíly jsou porušeny výrazným mladším zlomem (směru S–J s úklonem 30° k V), který je zhruba paralelní s vrstevnatostí kulmských sedimentů – viz obr. 4. Jak droby, tak vyvřelina jsou podél zlomu silně drceny. Kromě toho je magmatická hornina silně rozpukána podél několika sys-



Obr. 4. Orientace důležitých strukturních prvků na 4. etáži (Lambertova projekce, spodní hemisféra) (srov. též obr. 5). 1 – vrstevnatost kulmských hornin, 2 – zlom, 3 – žíly magmatické horniny, 4 – kalcitové žilky s nízkosalinními FI, 5 – kalcitové žilky s vysokosalinními FI.

Fig. 4. Orientation of important structural elements at the 4th quarry level (Lambert projection, lower hemisphere) (cf. also Fig. 5). 1 – strata orientation of Culmian rocks, 2 – fault, 3 – dykes of igneous rock, 4 – calcite veinlets with low-salinity FI, 5 – calcite veinlets with high-salinity FI.

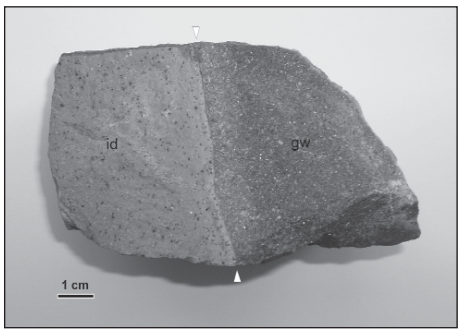


Obr. 5. Schematický nákres terénní situace žil magmatické horniny na 4. etáži. 1 – droby, 2 – břidlice, 3 – magmatická hornina, 4 – suť.
Fig. 5. A sketch showing the field situation of dykes of igneous rock at the 4th quarry level. 1 – greywackes, 2 – shales, 3 – igneous rock, 4 – debris.

témů puklin, podmiňujících nepravidelný rozpad horniny. Pukliny bývají většinou vyplněny zrnitým bílým kalcitem (podrobněji viz níže). Na páté etáži byla zjištěna jen jediná, směrem do nadloží se ztenčující žíla, která končí ve výšce cca 4 metry od paty etáže.

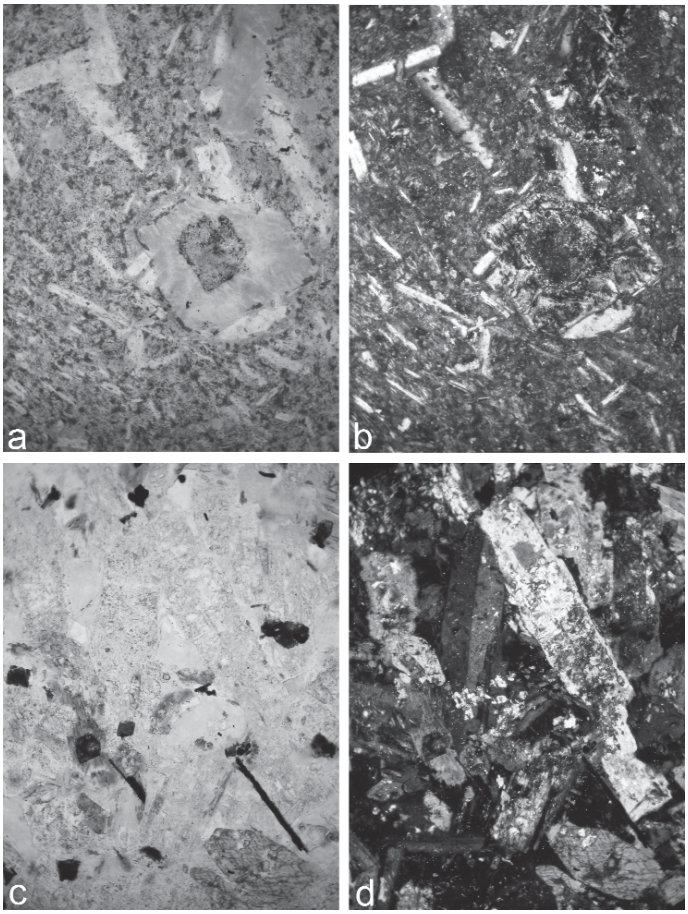
Okolní droba je na styku s magmatickou horninou makroskopicky vybělená do vzdálenosti cca 1 cm od kontaktu (obr. 6). Orientační mikroskopické studium indikuje odstranění organické hmoty z vybělené zóny. To je však jediný projev „kontaktní metamorfózy“ – minerální složení sedimentu nebylo jinak nijak dotčeno. Kontakt obou hornin je druhotně značně karbonatizován.

Petrografická charakteristika horniny. Magmatická hornina má makroskopicky většinou šedozelenou barvu. U nejméně alterovaných (viz níže) partií se barva blíží až šedé. V takovém případě je velmi obtížné odlišit pouhým okem vyvřelou horninu od jemnozrnné droby. Hornina je jemnozrnná a stejnoměrně zrnitá, někdy může obsahovat drobné (mm) izometrické vyrostlice šedozelené barvy. Vzácně jsou přítomny mandle o velikosti až 1 cm, zcela vyplněné mladšími hydrotermálními minerály (viz níže).



Obr. 6. Kontakt (zvýrazněn bílými trojúhelníčky) droby (gw) a žíly magmatické horniny (id). Droba je podél kontaktu vybělená.
Fig. 6. Contact (indicated) of greywacke (gw) and igneous dyke (id). Note the light alteration zone in greywacke along the contact.

Mikroskopický obraz závisí na pozici vzorku v rámci žíly. Okraj žíly na kontaktu s drobou je zřetelně zchlazený. Hornina zde má typickou porfyrickou strukturu (obr. 7a, b). Vyrostlice jsou tvořeny automorfně omezenými tabulkovitými živci a chloritovými pseudomorfózami po tmavém minerálu (podle vnější morfologie lze usuzovat nejspíše na pyroxen). Velikost vyrostlic je variabilní, dosahuje až 0,9 mm. Základní hmota je velmi jemnozrnná (první jednotky μm), opticky neidentifikovatelná. Naproti tomu v centrální části žíly je hornina stejnoměrně zrnitá (obr. 7c, d); strukturu lze označit nejspíše jako ofitickou, definovanou všesměrným uspořádáním lištovitých plagioklasů. Velikost živcových tabulek kolísá v rozmezí 0,3–1,1 mm.



Obr. 7. a – Porfyrická struktura magmatické horniny z Podhůry (okraj žíly), PPL; b – jako a, XPL; c – ofitická struktura vyvřelé horniny z Podhůry (centrální část žíly), PPL; d – jako c, XPL. Spodní strany fotografií měří 0,9 mm.
Fig. 7. a – Porphyric texture of the igneous rock from Podhůra (margin of the dyke), PPL; b – the same field, XPL; c – ophitic texture of the igneous rock from Podhůra (central part of the dyke), PPL; d – the same field, XPL. The lower sides of all photos represents 0.9 mm.

Mezi okrajovou a centrální částí žíly dochází postupným hrubnutím zrna k pozvolnému přechodu jednoho typu struktury v druhý.

Studiem v polarizačním mikroskopu a na elektronové mikrosondě byly v hornině identifikovány tyto minerální fáze: živce (plagioklasy i K-živce), pyroxen, amfibol, chlorit, křemen, titanit, ilmenit, apatit, epidot, prehnit, pyrit a kalcit. Variace v kvantitativním zastoupení minerálních fází uvádí tab. 1; reprezentativní chemické analýzy jednotlivých minerálů jsou v tab. 2 a 3.

Živce jsou hlavní složkou horniny (60–70 obj. %). Převažující *plagioklasy* vytvářejí ve výbruse bezbarvé hypautomorfně omezené lištovité průřezy. Růstová zonálnost jednotlivých individuí není opticky patrná. Při okrajích žíly je někdy patrný náznak fluidálního uspořádání plagioklasových vyrostlic, v centrální části žíly jsou však tabulky orientovány všesměrně. Polysyntetické lamelování bývá většinou přítomno, lamely jsou poměrně řídké (2–3 v jenom zrnu), přímé, ostré, někdy postupně vykliňující. Nelamelované plagioklasy bývá obtížné odlišit od K-živce. Plagioklasy obsahují často drobné uzavřeniny epidotu a prehnitu. Chemickým složením odpovídají všechny analyzované plagioklasy albitu (An_{01-06}; tab. 2), přičemž bazicita nad An_{05} byla zjištěna jen jedenkrát z celkového počtu 12 analýz. Mikrosondovými analýzami nebyla prokázána růstová zonálnost plagioklasů. *Draselné živce* jsou v porovnání s plagioklasy zpravidla izometričtější nebo tlustěji tabul-

Tabulka 1. Modální složení magmatické horniny z Podhůry (obj. %). V1 – nejméně alterovaná hrubozrnná partie z centra žíly; V2, V3 – vzorky z přechodu okraj/střed; V4 – zchlazený okraj žíly; V5 – růžová feldspatitizovaná alterační zóna („žilka“); V6 – oranžově zbarvený lem kolem mandle. * – porfyrické vyrostlice; ** – chloritové pseudomorfózy po vyrostlicích.

Table 1. Modal composition of igneous rock from Podhůra (vol. %). V1 – least altered coarse-grained sample from central part of the dyke; V2, V3 – transitional samples; V4 – quenched marginal part of the dyke; V5 – pink feldspatitized alteration zone; V6 – orange-coloured rim around the amygdule. * – phenocrysts; ** – chlorite pseudomorphs after phenocrysts.

	V1	V2	V3	V4	V5	V6
zákl. hmota	0,0	0,0	0,0	57,8	0,0	0,0
plagioklas	45,2	53,1	54,2	17,1*	5,5	61,6
K-živec	14,9	16,0	15,0	5,4*	61,3	10,6
křemen	3,2	2,0	4,0	1,2	3,4	2,6
pyroxen	2,1	0,0	0,0	6,3**	0,0	0,0
amfibol	16,0	10,2	7,5	0,0	0,0	4,6
chlorit	13,5	11,3	12,6	2,4	9,4	9,3
titanit	3,6	5,5	4,3	0,0	6,8	7,3
apatit	0,7	0,8	0,8	0,0	0,9	0,7
prehnit	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	0,0
pyrit	0,4	0,8	0,8	3,6	0,0	1,3
kalcit	0,4	0,4	0,8	6,3	6,0	2,0
celkem	100	100	100	100	100	100

kovité, někdy karlovarsky zdvojčatělé. Ve výbruse jsou čiré, bez sekundárních přeměn či uzavřenin cizích minerálních fází. Mikroklinové „mřížkování“ nebylo pozorováno. Vedle dominantní ortoklasové složky obsahují K-živce většinou i malou příměs albitu a celsiánu (Or_{97-99} Ab_{01-03} Cn_{00-02}).

Pyroxen je patrně prekurzorem kosočtvercových vyrostlic z okrajových částí žíly, zcela pseudomorfovaných chloritem (obr. 7a, b). Relikty klinopyroxenu se podařilo zastihnout v hydrotermálně nejméně alterované centrální části nejmocnější žíly. Bezbarvý nepleochroický pyroxen je zde obrůstán hnědým amfibolem a zatlačován nazelenalým chloritem. Individua pyroxenu někdy uzavírají krystaly titanitu. Mikrosondové analýzy (tab. 3) prokázaly příslušnost k vápenatým pyroxenům, se zvýšeným podílem hliníku a titanu (2,3–5,1 hmot. % Al_2O_3, 0,86–2,23 hmot. % TiO_2), které klasifikačně odpovídají diopsidu až augitu (obr. 8). Podíl hořčíku vždy výrazně převažuje nad železem: $Mg/(Mg+Fe)_{apfu}$ = 0,72–0,78.

Amfibol byl zastižen společně s pyroxenem zejména v hrubozrnné centrální části žíly (obr. 9). Ve výbruse je hnědý, silně pleochroický (téměř bezbarvá – tmavohnědá). Obrůstá pyroxeny a sám je resorbován chloritem. Ojediněle byla pozorována uzavřenina prehnitu v amfibolu (identita ověřena mikrosondou). Podle provedených mikrosondových analýz (tab. 3) lze amfibol klasifikovat (Leake *et al.* 1997) jako magneziohastingsit až tschermakit (obr. 8): Si = 6,17–6,31 apfu, Ti = ~0,33 apfu, $(Na+K)_A$ = 0,43–0,54, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ = 0,77–0,85, $^{VI}Al/(^{VI}Al+Fe^{3+})$ = 0,02–0,05. Hořčík převažuje nad železem: $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ = 0,63–0,67.

Chlorit v okrajových částech žíly pseudomorfuje tmavé minerály a v centrálních partiích je hlavní složkou mezerní hmoty mezi živci a tmavými minerály. Ve výbruse je slabě pleochroický (téměř bezbarvá – světle zelená) a vykazuje anomální modré či zelené interferenční barvy. Mikrosondové analýzy (tab. 3) jej určily jako trioktaedrický chlorit klinochlor-chamositové řady s mírnou převahou klinochlorové složky (Si = 2,91–3,05 apfu, F/FM = 0,40–0,45; obr. 8) podle klasifikace Melky (1965).

Tabulka 2. Reprezentativní WDX mikroanalýzy albitu, K-živce, prehnitu, titanitu a ilmenitu z Podhůry (hmot. %). Původ analyzovaných fází je indikován v označení analýzy: . – horninotvorný minerál; i – inkluze v albitu; m – výplň mandle; x – oranžová alterační zóna kolem mandle. * – trojvalentní železo v empirickém vzorci prehnitu.

Table 2. Representative WDX microanalyses of albite, K-feldspar, prehnite, titanite and ilmenite from Podhůra (wt. %). Origin of analyzed phases is indicated within analyse label: . – rock-forming mineral phase; i – inclusion in albite; m – amygdule fill; x – orange-coloured alteration zone around amygdule. * – trivalent iron in empirical formula of prehnite.

Bod	26 / 1 .	40 / 1 .	34 / 1 x	23 / 1 .	11 / 1 .	9 / 1 i	61 / 1 m	6 / 1 .	44 / 1 .	5 / 1 .
Minerál	albit	albit	albit	K-živec	K-živec	prehnit	prehnit	titanit	titanit	ilmenit
SiO_2	66,26	68,37	67,99	63,08	64,51	43,62	43,38	31,99	27,42	0,06
TiO_2						0,12	0,04	28,58	40,36	50,25
Al_2O_3	20,82	19,81	19,76	18,22	17,78	22,25	22,90	4,81	1,49	0,03
FeO(tot)	0,23	0,17	0,20	0,08	0,15	1,48	1,40	2,70	2,64	38,75
MnO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,13	0,08	0,03	1,23	10,11
MgO						0,70	0,01	1,03	0,00	0,02
CaO	1,34	0,50	0,48	0,00	0,07	26,33	26,71	26,70	26,08	0,49
Na_2O	9,80	11,43	11,22	0,18	0,07	0,07	0,04	0,00	0,04	
K_2O	0,37	0,16	0,11	16,03	16,67	0,04	0,00			
SrO	0,14	0,07	0,02	0,11	0,05					
BaO	0,00	0,00	0,00	0,80	0,01	0,00	0,03			0,01
P_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03			
Cr_2O_3						0,00	0,00	0,04	0,04	0,06
NiO						0,00	0,01			0,03
ZnO						0,01	0,02			0,00
SnO_2								0,01	0,01	0,00
Nb_2O_5								0,03	0,03	0,12
V_2O_3								0,34	0,37	0,18
Ta_2O_5								0,02	0,00	0,00
Y_2O_3								0,00	0,00	0,00
ZrO_2								0,03	0,06	0,01
Sc_2O_3								0,00	0,00	0,02
Cl						0,01	0,01			
F						0,08	0,11	0,37	0,17	0,03
Celkem	98,97	100,53	99,78	98,53	99,31	94,84	94,76	96,71	99,95	100,15
Si	2,932	2,978	2,979	2,981	3,011	3,025	3,008	1,061	0,908	0,002
Ti						0,006	0,002	0,713	1,005	0,963
Al	1,086	1,017	1,021	1,015	0,978	1,819	1,871	0,188	0,058	0,001
Fe(II)*	0,009	0,006	0,007	0,003	0,006	0,086	0,081	0,075	0,073	0,826
Mn		0,001				0,008	0,005	0,001	0,034	0,218
Mg						0,073	0,001	0,051		0,001
Ca	0,064	0,023	0,022		0,003	1,957	1,985	0,949	0,925	0,013
Na	0,840	0,965	0,953	0,016	0,006	0,010	0,006			
K	0,021	0,009	0,006	0,966	0,993	0,003				
Sr	0,004	0,002	0,001	0,003	0,001					
Ba				0,015			0,001			
P				0,001			0,002			
Cr								0,001	0,001	0,001
Ni							0,001			0,001
Zn						0,001	0,001			
Nb										0,001
V								0,009	0,010	0,004
catsum	4,956	5,001	4,990	5,001	4,999	6,988	6,962	3,048	3,016	2,030
Cl						0,001	0,001			
F						0,017	0,025	0,039	0,017	
O	8	8	8	8	8	10,983	10,974	4,961	4,983	3
ansum	8	8	8	8	8	11	11	5	5	3

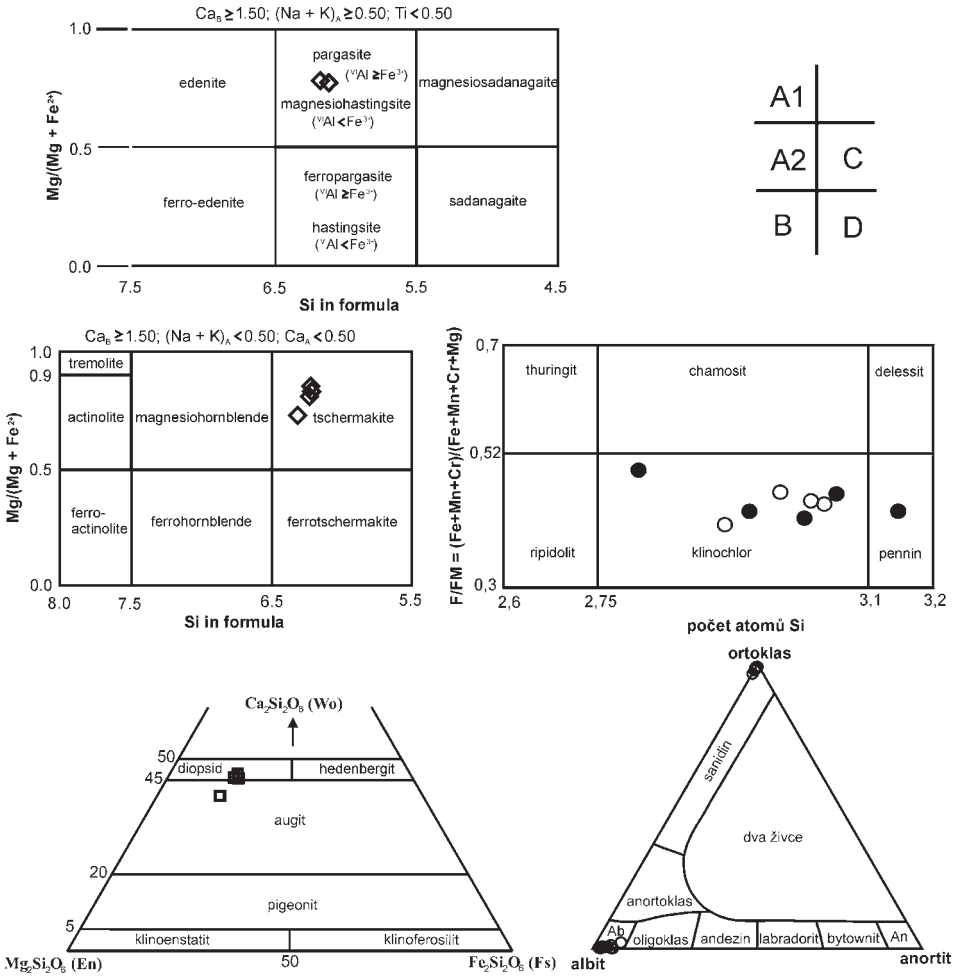
Tabulka 3. Reprezentativní WDX mikroanalýzy pyroxenu, amfibolu, chloritu a epidotu z Podhůry (hmot. %). Značení stejné jako u tab. 2.

Table 3. Representative WDX microanalyses of pyroxene, amphibole, chlorite and epidote from Podhůra (wt. %). Labelling as in tab. 2.

Bod	1 / 1 .	24 / 1 .	14 / 1 .	25 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	31 / 1 m	22 / 1 i	30 / 1 .	41 / 1 m
Minerál	pyroxen	pyroxen	amfibol	amfibol	chlorit	chlorit	chlorit	epidot	epidot	epidot
SiO_2	51,75	47,85	43,03	41,83	28,83	28,22	29,37	37,27	36,89	38,31
TiO_2	0,86	2,23	2,78	3,14	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03
Al_2O_3	2,25	5,12	10,54	10,45	17,46	18,46	17,58	24,57	22,72	23,78
FeO(tot)	8,05	9,07	12,63	13,57	24,84	22,17	22,63	4,76	13,01	11,50
MnO	0,24	0,25	0,27	0,35	0,24	0,36	0,34	0,08	0,21	0,13
MgO	15,94	13,29	14,15	13,18	16,93	18,43	17,98	2,66	2,39	0,04
CaO	20,56	21,60	10,73	10,56	0,12	0,07	0,17	23,19	20,17	23,66
Na_2O	0,23	0,48	2,35	2,55	0,05	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02
K_2O	0,00	0,00	0,50	0,54	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
BaO	0,02	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
Cr_2O_3	0,10	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01
P_2O_5	0,04	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01
NiO	0,03	0,02	0,02	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00
ZnO	0,02	0,02	0,05	0,01	0,08	0,06	0,03	0,06	0,11	0,01
Cl	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,05
Celkem	100,10	99,94	97,27	96,35	88,66	87,86	88,19	92,77	95,60	97,56
Si	1,917	1,801	6,250	6,193	2,987	2,913	3,020	3,034	2,959	3,011
Ti	0,024	0,063	0,304	0,350	0,002	0,001		0,001	0,002	0,002
Al	0,098	0,227	1,802	1,822	2,132	2,246	2,131	2,357	2,148	2,203
Fe(II)	0,249	0,286	0,554	0,773	2,153	1,914	1,946			
Fe(III)			0,981	0,906				0,324	0,872	0,756
Mn	0,008	0,008	0,034	0,044	0,021	0,032	0,029	0,006	0,014	0,009
Mg	0,880	0,746	3,064	2,908	2,615	2,835	2,756	0,323	0,286	0,004
Ca	0,816	0,871	1,671	1,675	0,013	0,008	0,019	2,023	1,733	1,992
Na	0,017	0,035	0,662	0,732	0,010	0,001	0,008		0,002	0,003
K			0,093	0,102		0,001				0,001
Ba			0,002	0,002					0,001	
Cr	0,003		0,002		0,004	0,003		0,002		0,001
P	0,001		0,005	0,004				0,002	0,002	0,001
Ni	0,001	0,001	0,002		0,003	0,002	0,003		0,001	
Zn	0,001		0,004	0,001	0,006	0,004	0,002	0,003	0,006	0,001
catsum	4,015	4,039	15,430	15,512	9,946	9,959	9,915	8,076	8,027	7,983
Cl			0,006	0,011	0,001	0,002	0,002			
F			0,039	0,017				0,022		0,013
O	6	6	22,955	22,972	13,999	13,998	13,998	12,478	12,500	12,487
ansum	6	6	23	23	14	14	14	12,5	12,5	12,5

Křemen je podružnou složkou minerální asociace studované horniny (2–4 obj. %, tab. 1). Xenomorfně omezená zrna křemene se podílejí jako jedna z nejmladších složek na výplni zbytkových prostor mezi živci a tmavými minerály. V okrajové části žíly byly zcela ojediněle zjištěna větší xenomorfní zrna undulózně zhášejícího křemene – jde s největší pravděpodobností o zrna křemene stržená vystupujícím magmatem z okolních drob.

Titanit je v hornině nejběžnější akcesorií (3,6–5,5 obj. %). Ve výbruse vytváří automorfní průřezy s čtvercovým, trojúhelníkovým nebo lichoběžníkovým obrysem. Jeho krystalky jsou uzavírány v pyroxenech, amfibolech, chloritu, vzácněji i v živcích – titanit patrně představuje v dané asociaci krystalizačně nejstarší fázi. Čistý titanit je v průhledu hnědý. Často však obsahuje síť drobných lamel ilmenitu, jež jsou zpravidla orientované v 2–3 krystalonomických směrech, paralelních s vnějším omezením krystalu (obr. 9) – takový titanit je pak v procházejícím světle téměř neprůhledný. Zajímavé je chemické slože-



Obr. 8. Klasifikace analyzovaných amfibolů (A1, 2), pyroxenů (B), chloritů (C) a živců (D) z Podhůry. Prázdné symboly jsou pro horninotvorné minerální fáze, plné pro minerály z výplně mandlí.

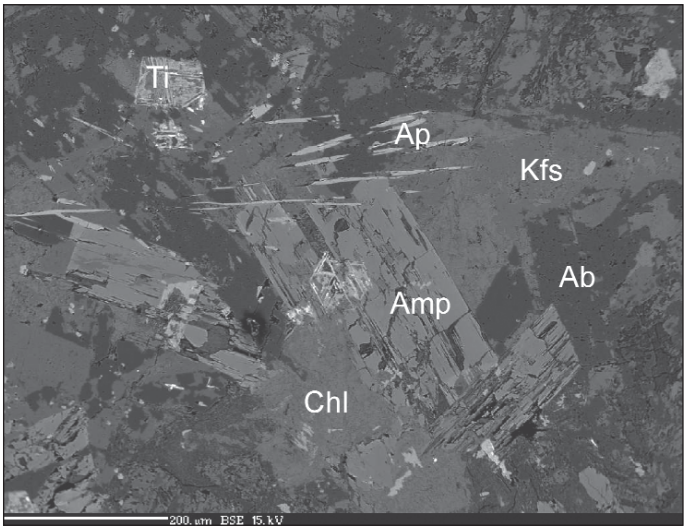
Fig. 8. Classification of the analyzed amphiboles (A1, 2), pyroxenes (B), chlorites (C) and feldspars (D) from Podhůra. Open symbols refer to rock-forming minerals, full symbols to amygdule-filling phases.

ní titanitu (tab. 2): kromě zvýšeného obsahu hliníku (1,5–4,8 hmot. % Al_2O_3 odpovídající 0,06–0,19 apfu Al) a vanadu (0,2–0,4 hmot. % V_2O_3) obsahuje i zvýšený podíl fluoru (0,2–0,5 hmot. % odpovídající 0,03–0,05 apfu F).

Ilmenit buď vytváří vrostlice v titanitových krystalcích nebo je přítomen i ve větších samostatných tabulkách. Často bývá zatlačován v odražených elektronech kompozičně nehomogenním leukoxenem. Dvě bodové analýzy prokázaly zvýšený podíl vanadu (0,18 a 0,27 hmot. % V_2O_3) a zejména manganu (15 a 21 mol. % pyrofanitové molekuly), a nepatrný podíl Mg (<0,1 mol. % geikielitové komponenty) – viz tab. 2.

Apatit je přítomen v podobě dlouze jehlicovitých bezbarvých krystalků (obr. 9), uzavíraných zejména v chloritové mezerní hmotě. Chemicky nebyl blíže studován.

Epidot vytváří drobná xenomorfní zrnka uzavíraná poměrně hojně v plagioklasech, případně i samostatná větší individua. Obsahuje 11,5–12,3 mol. % pistacitové komponenty.



Obr. 9. BSE obraz hrubozrnné horniny z centrální části magmatické žíly. Kfs – K-živec, Ab – albit, Amp – amfibol s jádrem pyroxenu, Chl – chlorit, Ap – apatit, Ti – titanit s lamelami ilmenitu.
Fig. 9. BSE image of coarse-grained rock from central part of the igneous dyke. Kfs – K-feldspar, Ab – albite, Amp – amphibole with pyroxene core, Chl – chlorite, Ap – apatite, Ti – titanite containing lamellae of ilmenite.

Prehnit byl identifikován pouze mikroanalytickým rozborem v drobných uzavřeninách v plagioklasech a ojediněle i v amfibolu.

Pyrit je dosti hojný zejména v okrajových částech žíly (3,6 obj. %), kde vytváří až 1,3 mm velká individua s automorfním (krychlovým) omezením. V hrubozrnnější a méně alterované centrální části magmatické žíly je relativně vzácný (0,4 obj. %) a vytváří spíše drobná nepravidelná zrna.

Kalcit se vyskytuje porůznu v podobě xenomorfních zrn, zejména v chloritové mezerní hmotě. Jeho množství roste směrem od centra žíly (~0,4 obj. %) k jejímu okraji (~6 obj. %).

Bližší pozornost jsme věnovali také minerálnímu složení ojediněle zjištěných mandlí v magmatické hornině. Kolem mandlí většinou nejsou vyvinuty alterační zóny, v jedné ze žil byly ale zjištěny mandle lemované nápadně oranžově zbarvenou alterovanou horninou. Oranžová zóna je tvořena hlavně lištovitým albitem (An_{01-02} Or_{00-01}) s často zřetelnou růstovou zonálností: centra bývají bezbarvá, okraje načervenalé, s oscilační růstovou zonálností danou nerovnoměrným rozložením červeného pigmentu (? hematit). V intergranulárách albitu je přítomen zejména titanit a chlorit (tab. 1). Hornina v okolí mandlí zřetelně podlehla silné albitizaci. Na složení mandlí se podílí kalcit, křemen, chlorit, epidot, prehnit a sfalerit. Nejstaršími složkami jsou křemen a silikáty, nejmladší (a objemově nejvíce zastoupenou) kalcit. Křemen je přítomen v podobě dobře vyvinutých krystalů či v zrnitých agregátech. Chlorit je jemnozrnný, buď v masivních agregátech oddělujících křemen a kalcit nebo jako zelený pigment v obou zmíněných minerálech. Chemicky odpovídá klinochloru až penninu v klasifikaci Melky (1965): Si = 2,80–3,14 apfu, F/FM = 0,41–0,49 (obr. 8). Prehnit byl zjištěn v podobě polokulovitého agregátu s vějířovitou vnitřní stavbou. Radiálně paprsčitý epidot je bohatší železem v porovnání s epidotem z vlastní horniny (obsahuje 26–36 mol. % pistacitové molekuly). Sfalerit byl zjištěn zcela ojediněle jako xenomorfní hnědé zrno narůstající na křemen. Monokrystalický bílý až našedlý kalcit zcela vyplňuje zbylý volný prostor mandle.

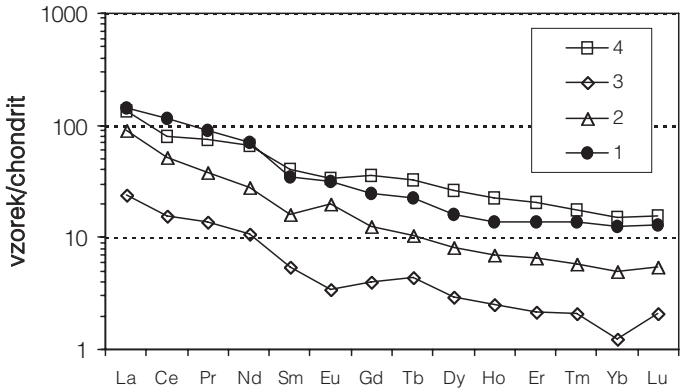
Ojediněle byla v úlomku magmatické horniny (pocházejícího ze suti) nalezena růžová „žilka“ mocná do 1 cm. Mikroskopický rozbor ukázal, že jde o alterační zónu, tvořenou zejména načervenalým xenomorfním živcem se zazubenými okraji. Vedlejšími složkami (tab. 1) jsou chlorit, prehnit, kalcit, leukoxen a drobné tabulky hematitu (ověřeno EDX). Dvě bodové analýzy živce poskytly shodný výsledek Or_{99} Ab_{01}.

Tabulka 4. Chemické složení magmatické horniny a hydrotermálních kalcitů z Podhůry (oxidy, LOI, S a C v hmot. %, stopové prvky s výjimkou Au v ppm, Au v ppb). 1 – magmatická hornina, 2 – kalcit z mandle, 3 – žilný kalcit 4, 4 – žilný kalcit 5.

Table 4. Chemical composition of igneous rock and hydrothermal calcites from Podhůra (oxides, LOI, S and C in wt. %, all trace elements except Au in ppm, Au in ppb). 1 – igneous rock, 2 – calcite from amygdule fill, 3 – vein calcite 4, 4 – vein calcite 5.

	1
P_2O_5	0,48
SiO_2	51,13
TiO_2	1,46
Al_2O_3	17,32
Fe_2O_3	8,28
Cr_2O_3	0,009
MnO	0,12
MgO	5,65
CaO	5,95
Na_2O	3,90
K_2O	1,58
LOI	4,00
C_{tot}	0,04
S_{tot}	0,10
celkem	99,90

	1	2	3	4
Mo	10,4	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	30,6	5,9	1,4	1,2
Pb	5,7	7,3	3,5	2,1
Zn	59	55	9	10
Ni	73,6	9,8	1,4	5,8
As	1,1	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	0,2	0,1	<0,1	0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	0,6	<0,5	1,0
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	0,7	<0,5	<0,5
Ba	516,2	98,8	347,6	8,3
Be	3	2	<1	<1
Co	29,4	4,1	<0,5	<0,5
Cs	2,1	0,1	<0,1	0,2
Ga	18,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hf	4,6	<0,5	<0,5	<0,5
Nb	16,3	<0,5	<0,5	<0,5
Rb	37,5	2,2	<0,5	<0,5
Sn	2	<1	<1	<1
Sr	434,7	471,3	164,5	481,2
Ta	0,8	<0,1	<0,1	<0,1
Th	6,8	2,3	0,5	0,4
U	1,9	0,7	0,1	0,7
V	132	18	5	5
W	0,9	0,1	0,2	0,1
Zr	204,6	1,8	0,5	<0,5
Sc	19	n.d.	n.d.	n.d.
Y	22,8	11,9	4,0	55,1
La	34,0	20,9	5,6	31,9
Ce	69,8	31,2	9,5	48,7
Pr	8,03	3,41	1,22	6,63
Nd	31,7	12,7	4,8	29,7
Sm	5,10	2,39	0,81	5,90
Eu	1,75	1,12	0,19	1,89
Gd	4,89	2,45	0,80	7,13
Tb	0,82	0,38	0,16	1,16
Dy	3,91	1,95	0,71	6,32
Ho	0,76	0,39	0,14	1,27
Er	2,17	1,03	0,34	3,26
Tm	0,33	0,14	0,05	0,42
Yb	2,05	0,82	0,20	2,49
Lu	0,31	0,13	0,05	0,37
REE tot	165,62	79,01	24,57	147,14
La_N/Yb_N	11,5	17,7	19,4	8,9
Eu/Eu*	1,06	1,41	0,72	0,89



Obr. 10. Chondritem C1 normalizované distribuce prvků vzácných zemin v magmatické hornině (1), v kalcitu z mandle (2), žilném kalcitu 4 (3) a žilném kalcitu 5 (4).
Fig. 10. C1-chondrite-normalized distributions of REE in igneous rock (1), amygdule calcite (2), vein calcite 4 (3) and vein calcite 5 (4).

Geochemická charakteristika horniny. Z relativně nejméně alterované centrální části nejmocnější žíly (se zachovalými relikty pyroxenů a amfibolů) byla pořízena celohorninová chemická analýza (tab. 4). Obsah SiO_2 (51,1 hmot. %) nasvědčuje intermediárnímu charakteru vyvřelé horniny. Obsahy alkálií a SiO_2 indikují pozici horniny při rozhraní série vápenato-alkalické a alkalické. V TAS diagramu padá průmětný bod horniny do pole bazaltického trachyandezitu (Na_2O+K_2O = 5,72; SiO_2 = 53,33 hmot. % po přepočtu na bezvodou bázi). Ze stopových prvků vykazují zvýšené obsahy typicky litofilní prvky Sr, Ba, Zr, Rb, REE a také některé přechodné kovy (V, Ni, Cr, Zn). Chondritem normalizovaná distribuce prvků vzácných zemin má jednoduchý svrchnokorový vzor (obr. 10), charakterizovaný nabohacením na lehké vzácné zeminy (La_N/Yb_N = 11,5) a absencí Eu anomálie (Eu/Eu* = 1,06).

U dvou vzorků bylo stanoveno i izotopové složení síry. Vzorek z nejméně alterované centrální části nejmocnější žíly poskytl hodnotu $\delta^{34}S$ pyritové síry rovnou +0,2 ‰ CDT. Vzorek pyritu ze silně alterované okrajové části žíly měl hodnotu $\delta^{34}S$ = +3,8 ‰ CDT. Hodnota $\delta^{34}S$ blízká 0 ‰ CDT je charakteristická pro nekontaminovanou magmatickou síru, odvozenou ze spodní kůry či svrchního pláště (Hoefs 1997). Mírné zvýšení hodnoty $\delta^{34}S$ směrem k více alterovanému a na pyrit bohatšímu okraji magmatické žíly by mohlo indikovat přínos síry z okolních sedimentů během hydrotermální alterace: Hladíková a Křibek (1988) uvádějí pro kulmské horniny Nízkého Jeseníku hodnoty $\delta^{34}S$ horninové síry mezi -4 a +6 ‰ CDT s průměrem blízkým 0 ‰ CDT.

Kalcitová mineralizace v žilách magmatické horniny

Terénní situace. Bližší pozornost byla věnována hojným kalcitovým žilkám, prorážejícím žíly magmatické horniny na 4. etáži. Hydrotermální žilky mají různé směry; převládající systémy jsou SZ–JV, S–J a Z–V. Sklony bývají strmé (50–90°). Mocnost žilek je zpravidla malá, v řádu prvních milimetrů, ojediněle i větší (zejména u žil SZ–JV směru; až 2,5 cm). Tenké žilky mají „sobě odpovídající stěny“, zatímco okolní hornina na kontaktu s nejmocnější žilkou je tektonicky drcená. Žádné okoložilné hydrotermální alterace nejsou na okolní vyvřelině makroskopicky patrné. Vzájemné časové vztahy mezi různě orientovanými žilkami bohužel nebylo možno posoudit.

Pro podrobnější laboratorní studium bylo odebráno pět vzorků ze žilek s různou prostorovou orientací (obr. 4) a pro srovnání i monokrystalický kalcit z výplně mandle. Výplň žilek tvoří jen mléčně bílý až našedlý či bezbarvý zrnitý kalcit, reprezentovaný ve většině případů jedinou generací. Výjimkou byl vzorek 5 (nejmocnější žíla SZ–JV směru), na němž jsou zastoupeny dvě generace kalcitu: starší mléčně bílý kalcit je tektonicky dr-

Tabulka 5. Výsledky mikrotermometrie fluidních inkluzí v žilných kalcitech (vzorky 1–5) a v kalcitu z mandle z Podhůry. Označení vzorku žilných kalcitů obsahuje i orientaci žíly (srov. obr. 4). Teplotní parametry ve °C. Data vzorku PH-1 převzata ze ZIMÁKA *et al.* (2002).

Table 5. Results of the fluid inclusion microthermometry for vein calcites (samples 1–5) and calcite from amygdule ("kalcit-mandle") from Podhůra. Sample labelling contains also orientation of the given vein (cf. Fig. 4). Temperature parameters are in °C. Data on sample PH-1 were taken from ZIMÁK *et al.* (2002).

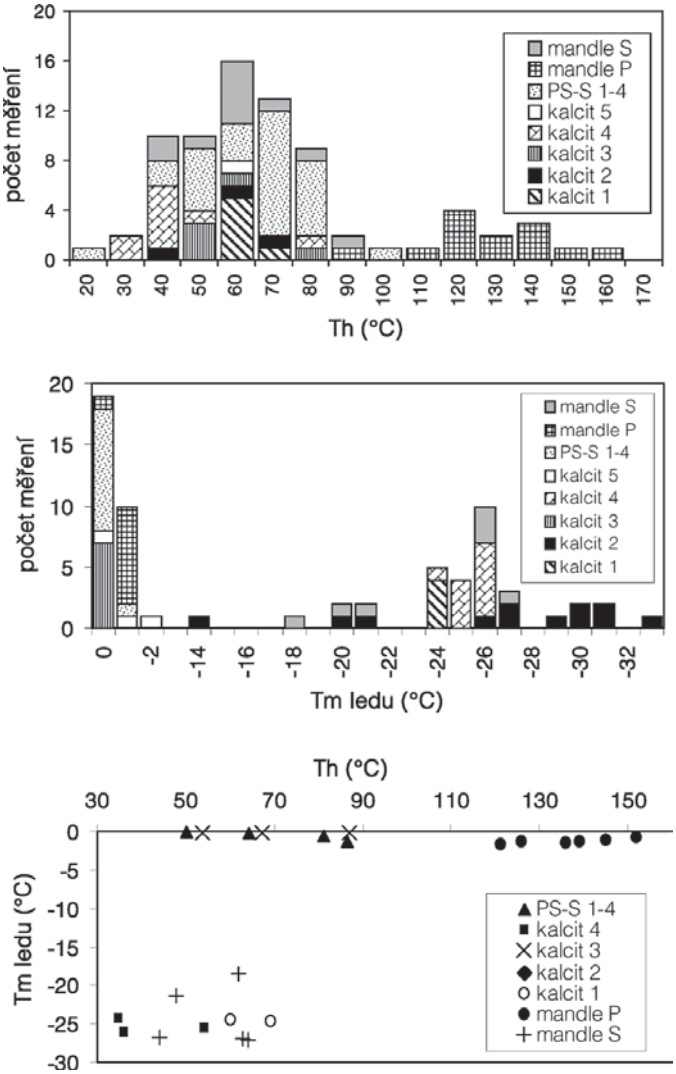
Vzorek	Geneze	Fázové složení	Th (L+V)	Tf	Te	Tm hh	Tm ledu	Solný systém
kalcit 1, 265/78	P	L, L+V	60–70				-24,0/-24,5	
	S	L+V	48–108	-41/-44			0,0/-0,7	
kalcit 2, 83/85	P	L, L+V	41–73	-74/-90	-58	-36,4/-38	-14,2/-33,3	Ca–Na–Cl
	PS–S?	L, L+V	28–76					
kalcit 3, 348/48	P	L, L+V	54–87	-39/-41			-0,1/-0,2	
	PS–S?	L, L+V	56–67	-32/-41			-0,1	
kalcit 4, 232/64	P	L+V	35–81	-75/-92	-55/-72	-30/-38	-24,2/-26,1	Ca–Na–Cl
	PS–S?	L+V, ojed. L	51–87	-39/-41			-0,1/-1,2	
kalcit 5, 215/65	P	L, L+V	69	-37/-45			-0,9/-2,2	
kalcit-mandle	P	L+V	95–162	-34/-38			-0,8/-1,4	
	S	L+V, L	44–96	-57/-66	-53	-31,8/-31,9	-18,5/-27,1	Ca–Na–Cl
PH-1 (žíla v drobě)	P	variabilní					-0,7 a -23,1	
	PS	L+V	132–140				-19,4/-21,6	

cený a tmelený/přerůstaný našedlým, místy bezbarvým průhledným kalcitem mladší generace. Z tohoto vzorku byla k bližšímu studiu odebrána mladší generace kalcitu.

Fluidní inkluze. V kalcitech byly petrograficky a mikrotermometricky studovány fluidní inkluze. Žilné kalcity 1, 2 a 4 (tab. 5) obsahují relativně vzácné primární FI drobných velikostí (jednotky μm) tvaru „negativního krystalu" (klence), v pravidelné trojrozměrné distribuci. Za pokojové teploty jsou buď jednofázové, vyplněné pouze kapalinou (typ L), nebo dvoufázové, L+V, s malou plynnou bublinkou. Pseudosekundární až sekundární FI vyskytující se v týchž vzorcích na vyhojených mikrotrhlinách mají podobnou charakteristiku fázového složení, jejich tvary jsou nepravidelné a zpravidla dosahují i větších velikostí v porovnání s primárními FI. Odlišně vypadají primární FI ve vzorcích kalcitu 3 a 5. Jsou větších rozměrů (až 25 μm) a mají nepravidelné tvary. Fázové složení je však analogické ostatním kalcitům. Kalcit z mandle obsahuje primární dvoufázové L+V FI s poněkud větším zastoupením plynné fáze (kolem 5 obj. %).

Výsledky mikrotermometrických měření jsou shrnuty v tab. 5 a graficky prezentovány na obr. 11. Teploty homogenizací primárních dvoufázových L+V FI ze žilných kalcitů jsou nízké (35–87 °C) a ve všech vzorcích velice podobné. PS-S L+V FI vykazují poněkud širší rozsah mezi 28 a 108 °C. Nejvyšší Th vykázaly P FI v kalcitu z mandle, mezi 95 a 162 °C (obr. 11a).

Větší rozdíly mezi vzorky žilných kalcitů jsou v kryometrických parametrech primárních inkluzí. FI v kalcitech 3 a 5 obsahují nízkosalinní fluida; hodnoty Tm ledu mezi -0,1 a -2,2 °C (obr. 11b) nasvědčují salinitě mezi 0,2 a 3,7 hmot. % NaCl ekv. (BODNAR 1993). Kalcity 1, 2 a 4 obsahují vysokosalinní fluidní inkluze, jejichž složení je možno podle zjištěných eutektických teplot (-55 až -72 °C) nejspíše charakterizovat systémem NaCl–$CaCl_2$–H_2O. Aplikujeme-li naměřené hodnoty Tm ledu (jenž tál jako poslední pevná fáze) a hodnoty Tm hydrohalitu (jenž tál jako předposlední pevná fáze) na fázový diagram systému NaCl–$CaCl_2$–H_2O (obr. 12), celková salinita inkluzí se pohybuje mezi 22 a 27 hmot. % NaCl+$CaCl_2$. V inkluzích jsou uzavírány roztoky bohaté na $CaCl_2$, hmotnostní poměr NaCl/(NaCl+$CaCl_2$) kolísá mezi 0,40 a 0,11. Kalcit z mandle obsahuje v P inkluzích nízkosalinní fluida (1,4–2,4 hmot. % NaCl ekv.).

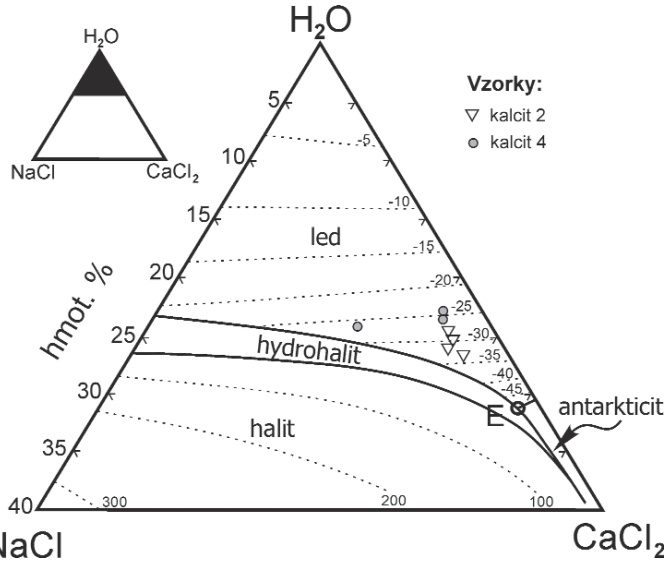


Obr. 11. Výsledky mikrotermometrie fluidních inkluzí: a – histogram teplot homogenizací (Th), b – histogram teplot tání posledního krystalu ledu (Tm), c – diagram Th–Tm.
Fig. 11. Results of the fluid inclusion microthermometry: a – histogram of the homogenization temperatures (Th), b – histogram of the last ice melting temperatures (Tm), c – Th vs. Tm plot.

Kryometrické parametry PS-S FI jsou opět ve všech vzorcích žilných kalcitů velmi podobné, inkluze uzavírají nízkosalinní fluida (0,0–2,1 hmot. % NaCl ekv. na základě Tm ledu 0,0 až -1,2 °C). Naproti tomu S FI v kalcitu z mandle však obsahují vysokosalinní roztoky, jejichž kryometrické parametry (a také hodnoty Th) jsou zcela srovnatelné s vysokosalinními fluidy P FI žilných kalcitů 1, 2 a 4 (tab. 5, obr. 11 a 12).

V Th–Tm diagramu (obr. 11c) je pro nízkosalinní i vysokosalinní FI patrný shodný subhorizontální trend (variabilní teplota při víceméně konstantní salinitě). Taková distribuce dat může indikovat volné chladnutí hydrotermálního roztoku, mísení dvou fluid se stejnou salinitou a rozdílnou teplotou nebo zachytávání inkluzí za velmi proměnných tlakových podmínek.

Stopové prvky. Ve třech vzorcích kalcitů byly stanoveny obsahy stopových prvků (tab. 4). Vyšší obsahy byly zaznamenány zejména u izominerálních prvků Sr, Ba, Zn, Y a REE (desítky až stovky ppm). Velmi nízké obsahy anizominerálních prvků (Zr, Rb, Ga, apod.)



Obr. 12. Průmět kryometrických dat vysokosalinních inkluzí do fázového diagramu soustavy $NaCl-CaCl_2-H_2O$ (Huraiová *et al.* 2002; izotermy -5 až -25 °C v poli ledu podle Oakese *et al.* 1990, izotermy pro nižší teploty podle Shepherda *et al.* 1985).

Fig. 12. Projection of cryometric data of high-salinity fluid inclusions into phase diagram of the system $NaCl-CaCl_2-H_2O$ (Huraiová *et al.* 2002; isotherms -5 to -25 °C in field of ice are from Oakes *et al.* 1990, isotherms for lower temperatures from Shepherd *et al.* 1985).

indikují nepatrné znečištění analyzovaných kalcitů okolní horninou. Obsahy Ba a sumy REE vykazují negativní korelaci, obsahy Y a sumy REE pozitivní korelaci. Přestože byly analyzovány vzorky s různou geologickou pozicí a/nebo charakteristikami fluidních inkluzí, chondritem normalizované distribuce prvků vzácných zemin se příliš neliší: všechny vzorky jsou, obdobně jako okolní hornina, nabohaceny na LREE (La_N/Yb_N = 8,9–19,4) – viz obr. 10. Nízký stupeň frakcionace prvků vzácných zemin by mohl indikovat nízký obsah silných REE-komplexujících ligandů (fluoridových, hydroxidových či karbonátových anionů) v matečných fluidech (Bau a Möller 1992) a/nebo krystalizaci v podmínkách hydrotermálního systému „otevřeného" vůči REE. Kalcit z mandle má pozitivní Eu anomálii (Eu/Eu* = 1,41), jíž by bylo možno vysvětlit (i) zvýšením aktivity kyslíku ve fluidu s původně nízkým Eh (Lee *et al.* 2003) nebo (ii) termochemickou oxidací Eu^{2+} při poklesu teploty hydrotermálního roztoku pod teplotu cca 200 °C (Bau a Möller 1992). Oba kalcity ze žilek mají naproti tomu negativní Eu anomálii (Eu/Eu* = 0,72 a 0,89), indikující redukční charakter fluida. Kalcit 5 vykazuje také nevýraznou negativní Ce anomálii, vysvětlitelnou (i) původem fluida v mořské vodě nebo (ii) změnou Eh hydrotermálního roztoku před krystalizací kalcitu.

Stabilní izotopy. V šesti mikrotermometricky podrobně studovaných vzorcích kalcitů bylo analyzováno i izotopové složení uhlíku a kyslíku (tab. 6). Naměřené hodnoty $\delta^{13}C$ se pohybují v intervalu -6,6 až -12,3 ‰ PDB. Nejvyšší hodnotu $\delta^{13}C$ (-6,6 ‰ PDB) má kalcit z mandle, o málo nižší hodnoty (-7,2 až -7,7 ‰ PDB) mají žilné kalcity s vysokosalinními P inkluzemi a nejnižší hodnoty (-11,0 a -12,3 ‰ PDB) mají žilné kalcity s nízkosalinními P FI. Všechny námi analyzované kalcity mají nižší hodnoty $\delta^{13}C$ než žilné kalcity vzorkované z prostředí drob Zimákem *et al.* (2002), které vykázaly hodnoty $\delta^{13}C$ mezi -4,2 až -5,2 ‰ PDB (tab. 6). Je-li známa teplota vzniku kalcitu, je možno z naměřených

Tabulka 6. Izotopové složení uhlíku a kyslíku kalcitů a jejich fluid z Podhůry. Analýzy vzorků PH-2, -3, -4 převzaty ze ZIMÁKA *et al.* (2002).

Table 6. Isotopic composition of carbon and oxygen of calcites and their fluids. Analyses PH-2, -3, -4 were taken from ZIMÁK *et al.* (2002).

vzorek	okolní hornina	$\delta^{13}C$ kalcit (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ kalcit (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ kalcit (‰ SMOW)	teplota	$\delta^{13}C$ fluid (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ fluid (‰ SMOW)
kalcit 1	vyvřelina	-7,2	-18,4	11,9	60–70	-9,8/-10,2	-8,3/-9,8
kalcit 2	vyvřelina	-7,7	-17,8	12,6	41–73	-10,2/-11,6	-7,2/-12,2
kalcit 3	vyvřelina	-12,3	-10,5	20,1	54–87	-14,5/-15,5	-2,5/+2,0
kalcit 4	vyvřelina	-7,3	-18,4	11,9	35–81	-9,6/-11,5	-6,9/-14,0
kalcit 5	vyvřelina	-11,0	-11,5	19,0	69	-13,7	-1,4
kalcit-mandle	vyvřelina	-6,6	-20,7	9,6	95–162	-7,1/-8,7	-1,7/-7,5
PH-2	droba	-5,2	-18,8	11,5			
PH-3	droba	-4,2	-16,7	13,7			
PH-4	droba	-4,8	-17,4	13,0			

hodnot $\delta^{13}C$ minerálu vypočítat izotopové složení uhlíku matečného hydrotermálního roztoku, a interpretovat původ zmíněného prvku. V našem případě byly použity teploty homogenizace dvoufázových L+V inkluzí, naměřené v konkrétních vzorcích. Pro teplotu pod cca 120 °C byla použita rovnice pro HCO_3^-, pro vyšší teploty rovnice pro H_2CO_3. Vypočítané hodnoty $\delta^{13}C$ fluida se pohybují mezi -7,1 a -15,5 ‰ PDB, přičemž vypočtené hodnoty klesají od kalcitu z mandle přes žilné kalcity s vysokosalinními P inkluzemi k žilným kalcitům s nízkosalinními P FI (tab. 6). Uhlík s hodnotou kolem -7 ‰ PDB může pocházet ze spodní kůry či svrchního pláště (tzv. „hlubinný“ uhlík) nebo může jít o uhlík tzv. homogenizované zemské kůry, obsahující „zprůměrovaný“ uhlík z různých zdrojů, s nimiž přišel hydrotermální roztok během svého vývoje do styku. Naproti tomu hodnota $\delta^{13}C$ fluid -15,5 ‰ PDB svědčí o významném uplatnění uhlíku pocházejícího z organické hmoty ($\delta^{13}C$ nejčastěji mezi -20 a -30 ‰ PDB).

Naměřené hodnoty $\delta^{18}O$ kalcitů kolísají v širokém intervalu mezi +9,6 a +20,1 ‰ SMOW. Do tohoto rozmezí zapadají i data ZIMÁKA *et al.* (2002) z kalcitů z prostředí drob (tab. 6). Nejnižší hodnotu $\delta^{18}O$ má kalcit z mandle (+9,6 ‰ SMOW), vyšší hodnoty mají žilné kalcity s vysokosalinními P FI (+11,9 až +12,6 ‰ SMOW) a izotopově nejtěžší jsou žilné kalcity s nízkosalinními P FI (+19,0 a +20,1 ‰ SMOW). Použitím naměřených hodnot Th fluidních inkluzí v příslušných vzorcích byly vypočteny hodnoty $\delta^{18}O$ vody matečného hydrotermálního roztoku (tab. 6). Pro oba žilné kalcity s nízkosalinními P FI vychází hodnota $\delta^{18}O$ roztoku blízká 0 ‰ SMOW (-2,5 až +2,0 ‰ SMOW), indikující zastoupení mořské či meteorické vody. Naproti tomu pro všechny ostatní vzorky vycházejí – poněkud překvapivě – značně negativní hodnoty $\delta^{18}O$ fluida (kolem -5 ‰ SMOW pro kalcit z mandle, kolem -10 ‰ SMOW pro všechny žilné kalcity s vysokosalinními P FI), jež by podle klasické interpretace nasvědčovaly převaze meteorické vody v hydrotermálním systému.

Diskuse a závěr

Žíly magmatické horniny, situované na strmých strukturách hercynského směru, protínají zvrásněné souvrství velmi slabě metamorfovaných spodnokarbonských sedimentů. Z geologické pozice lze tedy usuzovat na jejich posttektonický charakter ve vztahu k variské orogenezi. S ohledem na fluidní systémy, které přes danou horninu během následného geologického vývoje cirkulovaly (viz níže), lze dále – ve shodě s dřívějším názorem PŘICHYSTALA (1986) – uvažovat o předmesozoickém stáří magmatických žil z Podhůry.

Petrografické a mineralogické studium podtrhuje význam vody pro petrogenezi studované magmatické horniny. Intenzívní hydrotermální alterace, zjištěná již PŘICHYSTALEM (1986), do značné míry zastřela původní charakter horniny. I když jsme měli k dispozici lépe zachovalý materiál nežli citovaný autor, lze konstatovat pokročilou chloritizaci tmavých minerálů, jejíž intenzita roste směrem od centra žíly k jejímu okraji. Tímtéž směrem v hornině přibývá i pyritu a karbonátu. Dalšími fázemi hydrotermálního původu jsou epidot a prehnit. Přítomnost alteračních zón kolem mandlí či puklin nasvědčuje intenzivním lokálním projevům alkalické metasomatózy, při níž byla původní minerální asociace z větší části nahrazena albitem či K-živcem. Zvláštní charakter „kontaktní metamorfózy" okolních drob na styku s tělesem vyvřelé horniny, při níž došlo pouze k odstranění organické hmoty, může být rovněž zapříčiněn chemickým působením vody za vysokých teplot:

$$2\ C + 2\ H_2O \longrightarrow CO_2 + CH_4$$

Modální složení horniny odpovídá v QAPF diagramu ekvivalentu alkalickoživcového syenitu až alkalickoživcového křemenného syenitu (alkalický živec ~88–91 %, plagioklas $An_{>05}$ ~6 %, křemen ~2,5–5,5 %). Dominantní zastoupení alkalického živce je však podle našeho názoru důsledkem naložené alkalické metasomatózy: albity obsahují hojné drobné inkluze epidotu a prehnitu, kterážto asociace mohla vzniknout hydrotermální přeměnou původně bazičtějšího plagioklasu. V takovém případě mohla původní hornina klasifikačně odpovídat i ekvivalentu syenitu, monzonitu či dioritu. Je otázkou, nakolik mohly být při tak intenzivní hydrotermální přeměně změněny či zachovány geochemické charakteristiky horniny, zejména u stopových prvků, používaných pro geotektonické interpretace. Detailnější rozbor tohoto problému, již vzhledem ke skutečnosti, že máme k dispozici jen jedinou analýzu, je nad rámec tohoto příspěvku. Předběžně však lze konstatovat určitou podobnost s obdobnými výskyty pozdněvariských žilných magmatických hornin v paleozoických horninách moravskoslezské oblasti (srov. KRMÍČEK a PŘICHYSTAL 2005, KRMÍČEK *et al.* 2006).

Samotné terénní studium hydrotermální mineralizace prostorově vázané na žíly magmatické horniny neumožňuje, vzhledem k velmi jednoduchému minerálnímu složení, spolehlivě definovat jednotlivé generace hydrotermální mineralizace a stanovit jejich relativní chronologii. Výsledky podrobného studia fluidních inkluzí v kalcitech v tomto směru – vzhledem k dostatečně kontrastním mikrotermometrickým parametrům přítomných inkluzí – určitou možnost skýtají. Z tohoto pohledu lze vyčlenit tři základní typy fluid přítomných v primárních inkluzích, které by odpovídaly třem časově rozdílným mineralizacím, charakterizovaným níže. Relativní chronologie fluid působících při formování žilných kalcitů může být sestavena na základě rozdílů v charakteru P a PS-S inkluzí v jednotlivých vzorcích (tab. 5). Uvedený závěr by byl podporován i výsledky studia stabilních izotopů: jak naměřená data, tak vypočtené hodnoty $\delta^{18}O$ a $\delta^{13}C$ fluid lze rozdělit do tří vnitřně konzistentních skupin (srov. tab. 6), tvořených stejnými vzorky jako v případě fluidních inkluzí.

1. Nejstarší zjištěnou hydrotermální mineralizaci představují výplně mandlí v magmatické hornině. Jejich minerální asociace je tvořena křemenem, chloritem, epidotem, prehnitem, a zejména objemově nejvíce zastoupeným a sukcesně nejmladším kalcitem. Silikátové minerální fáze v mandlích mají podobný chemismus jako tytéž silikáty obsažené přímo v okolní hornině. Z toho by se dalo usuzovat i na genetickou příbuznost. Fluida, z nichž tyto minerální fáze krystalovaly, měla patrně hlavní podíl na hydrotermálních alteracích magmatické horniny, spojených s metasomatickými přeměnami. Výsledky studia fluidních inkluzí, stabilních izotopů a prvků vzácných zemin v kalcitu naznačují, že minimálně v závěru hydrotermální aktivity byla hlavní komponentou působících hydrotermálních roztoků meteorická voda.
2. Mladší mineralizace je reprezentována strmými kalcitovými žilkami SZ–JV a S–J směru, v jejichž primárních fluidních inkluzích byla zachycena vysokosalinní fluida

systému $CaCl_2$–NaCl–H_2O. Teploty homogenizace inkluzí jsou velmi nízké, mezi 35 a 81 °C. Geologická pozice mineralizace a parametry fluidních inkluzí jsou zcela srovnatelné s povariskými (perm-jura) žilnými mineralizacemi východního okraje Českého masivu (srov. např. SLOBODNÍK 2002, DOLNÍČEK 2004, FOJT *et al.* 2005, 2007). Překvapivé jsou však systematicky velmi nízké vypočtené hodnoty $\delta^{18}O$ fluid kolem -10 ‰ SMOW, které jsou typické spíše pro recentní (!) srážkovou vodu. S naznačenou interpretací však příliš nekorespondují vysoké salinity fluida: z dané oblasti nejsou známé žádné evapority, jejichž rozpouštěním by mohly takové „recentní" solanky vznikat. Obdobně extrémně nízké hodnoty $\delta^{18}O$ fluid popisují DOLNÍČEK a MALÝ (2007) z postmetamorfní křemenné žíly od Budče (moldanubikum). Uvedený jev by bylo teoreticky možno vysvětlit několika způsoby. A) Vysokotlakým charakterem minerálotvorného prostředí. Vzhledem k tomu, že FI byly zjevně zachyceny z homogenního fluida, představují naměřené hodnoty Th minimální možné teploty krystalizace. Pokud by byla skutečná teplota krystalizace kalcitu vyšší, budou se zvyšovat i vypočtené hodnoty $\delta^{18}O$ fluida. Nicméně až při teplotě cca 95 °C se dostáváme na hodnotu $\delta^{18}O$ fluid akceptovatelnou pro „spodnomesozoickou" srážkovou vodu (cca -5 ‰ SMOW). Rozdíl mezi skutečnou teplotou krystalizace a teplotou homogenizace fluidních inkluzí by pak činil přibližně 40 °C, což odpovídá tlaku cca 1 kbar, tj. hloubce vzniku žil cca 10 km za hydrostatických podmínek. Tato varianta se zdá být pro povariskou posttektonickou mineralizaci geologicky málo reálná. B) Ekvilibrací fluid s dosud neznámým izotopově lehkým rezervoárem kyslíku. C) Nízkoteplotní izotopovou výměnou mezi fluidem a minerálními fázemi při krystalizaci/rekrystalizaci minerálů s velkým frakcionačním faktorem mezi daným minerálem a vodou, za předpokladu nízkého poměru voda/minerály (KLOPPMANN *et al.* 2002). Citovaní autoři uvedeným způsobem vysvětlují posun izotopového složení kyslíku puklinových vod směrem k více negativním hodnotám $\delta^{18}O$. Procesy jako je kaolinizace živců, kaolinizace smektitů, dolomitizace kalcitu či rekrystalizace staršího hydrotermálního „izotopově lehkého" kalcitu, probíhající za velmi nízkých teplot (25–75 °C), produkují minerální fáze se zvýšenou hodnotou $\delta^{18}O$. Reziduální fluidní fáze se následně obohacuje o lehčí izotop kyslíku a v důsledku hydratačních reakcí roste i její salinita. D) Možná je i kombinace výše uvedených možností. – Ve světle dostupných údajů zatím nelze nastíněný problém považovat za dořešený.

3. Nejmladší mineralizace je tvořena strmými kalcitovými žilkami V–Z a SZ–JV směru, v jejichž primárních inkluzích byla zachycena nízkoteplotní a nízkosalinní fluida (max. 3,7 hmot. % NaCl ekv.). Salinity vodných roztoků, spolu s vypočteným izotopovým složením kyslíku fluida a negativní Ce anomálií, by mohly naznačovat původ fluid v mořské vodě, která mohla být lokálně ředěná místní meteorickou vodou. Genetické parametry zcela odpovídají „terciérní" žilné mineralizaci v této oblasti (DOLNÍČEK a SLOBODNÍK 2002, SLOBODNÍK *et al.* 2002, KUČEROVÁ-CHARVÁTOVÁ *et al.* 2005).

PODĚKOVÁNÍ

Autoři by rádi poděkovali managementu firmy Kamenolomy ČR, s.r.o., provozovna Podhůra, za laskavé umožnění vstupu do lomu a provedení terénní geologické dokumentace. Studium hydrotermálních mineralizací bylo provedeno s podporou grantu GAČR 205/07/P130. V neposlední řadě náleží náš dík všem spolupracovníkům z našich kmenových pracovišť za neutuchající a všestrannou podporu našemu badatelskému úsilí.

LITERATURA

ANDERS, E., GREVESSE, N., 1989: Abundances of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 197–214.

BAU, M., MÖLLER, P., 1992: Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. – *Mineral. Petrol.*, 45: 231–246.

BODNAR, R. J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O–NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta,* 57: 683–684.

DOLNÍČEK, Z., 2004: Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. – *MS*, disert. práce, PřF MU Brno.

DOLNÍČEK, Z., MALÝ, K., 2007: Základní charakteristika fluid z křemenné žíly od Budče (moldanubikum). – *Geol. Výzk. Mor. Slez v r. 2006*, 14: 66–68. Brno.

DOLNÍČEK, Z., SLOBODNÍK, M., 2002: Kalcit-markazitová mineralizace s uzavřeninami uhlovodíků v kulmských drobách u Hrabůvky, Nízký Jeseník. – In: Sborník abstraktů z konference slovensko-česko-poľské mineralogicko-petrograficko-ložiskové dni (27.–29. 8. 2002, Herľany): 13. Herľany.

FOJT, B., DOLNÍČEK, Z., HOFFMAN, V., ŠKODA, R., TRDLIČKA, Z., ZEMAN, J., 2007: Parageneticka charakteristika ložisek Zn–Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova (Nízký Jeseník). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 92, 3–57. Brno.

FOJT, B., DOLNÍČEK, Z., KOPA, D., SULOVSKÝ, P., ŠKODA, R., 2005: Parageneticka charakteristika hypogenních minerálních asociací uranového ložiska Zálesí u Javorníku ve Slezsku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 54, 4: 223–280. Opava.

HAK, J., NOVÁK, F., 1962: Mikrochemismus moravských sfaleritů. – *Čas. Mor. Muz., vědy přír.,* 47: 37–52. Brno.

HLADÍKOVÁ, J., KŘÍBEK, B., 1988: Distribution and isotopic composition of sulphidic sulphur in rocks of the north-eastern part of the Bohemian Massif. – *Čas. Mineral. Geol.,* 33, 2: 113–129. Praha.

HOEFS, J., 1997: Stable isotope geochemistry. – Springer Verlag. Berlin, New York.

HURAIOVÁ, M., HURAI, V., SLOBODNÍK, M., 2002: Základy štúdia fluidných inklúzií v minerálocH. – MU Brno a UK Bratislava.

JANOŠKA, M., 1995: Recentní vznik železitohlinitých konkrecí na lokalitě Podhůra. – *Geol. Výzk. Mor. Slez v r. 1994, 2*: 5. Brno.

KLOPPMANN, W., GIRARD, J.-P., NÉGREL, PH., 2002: Exotic stable isotope compositions of saline waters and brines from the crystalline basement. – *Chem. Geol.*, 184: 49–70.

KRMÍČEK, L., PŘICHYSTAL, A., 2005: První nález žíly lamprofyru na Drahanské vrchovině. – *Geol. Výzk. Mor. Slez v r. 2004,* 12: 59–63. Brno.

KRMÍČEK, L., PŘICHYSTAL, A., HALAVÍNOVÁ, M., 2006: Objev a genetický význam porfyrického alkalickoživcového mikrodioritu (dioritového porfyritu) v Olšanech na Drahanské vrchovině. – *Geol. Výzk. Mor. Slez v r. 2005,* 13: 98–101. Brno.

KROPÁČ, K., DOLNÍČEK, Z., LEHOTSKÝ, T., ŠKODA, R., FAMĚRA, M., ČERMÁK, L., 2007: Nové poznatky z lomu Podhůra (kulm kry Maleníku). – *Sborník abstraktů Moravskoslezské paleozoikum 2007*, 11: 17–18. Olomouc.

KRUŤA, T., 1966: Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965. – Moravské museum. Brno.

KUČEROVÁ-CHARVÁTOVÁ, K., KUČERA, J., DOLNÍČEK, Z., 2005: Origin and significance of calcite-marcasite-pyrite mineralisation in siliciclastic Lower Carboniferous rocks, eastern margin of the Bohemian massif, Czech Republic. – In: MAO, J., BIERLEIN, F. P. (eds.): *Mineral deposit research: meeting the global challenge,* Vol. 1: 141–143. Springer Verlag. Berlin, New York, Heidelberg.

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, CH. E. S., GILBERT, M. CH., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., ERIC, J. W., 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. – *Canad. Mineral.*, 35: 219–246.

LEE, S.-G., LEE, D.-H., KIM, Y., CHEE, B.-G., KIM, W.-Y., WOO, N.-CH., 2003: Rare earth elements as indicator of groundwater environment changes in a fractured rock system: evidence from fracture filling calcite. – *Appl. Geoch.,* 18: 135–143.

LOSERT, J., 1962: Olověno-zinková ložiska a výskyty v Oderských vrších. – *Komunikáty Slezského ústavu ČSAV*, 20: 1–50. Opava.

MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – *Věst. Ústř. Úst. geol.,* 40: 23–27. Praha.

Oakes, C. S., Bodnar, R. J., Simonson, J. M., 1990: The system $NaCl-CaCl_2-H_2O$. I.: The ice liquidus at 1 atm total pressure. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 603–610. London.

Pouchou, J., Pichoir, F., 1985: „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20: 104–105. London.

Přichystal, A., 1986: Výskyty žil magmatických hornin v kulmských sedimentech v okolí Moravské brány. – *Zpr. geol. výzk. v r. 1985*: 164–165. Praha.

Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H. M., 1985: A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie. Glasgow and London.

Slobodník, M., 2002: Hydrotermální žilné mineralizace v Moravském krasu, Morava, ČR: pohled z hlediska charakteru fluid a P-T podmínek. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 87: 113–136. Brno.

Slobodník, M., Zimák, J., Dolníček, Z., 2002: Podmínky vzniku hydrotermální křemen-kalcit-sulfidické mineralizace u Hranic. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2001*, 9, 62–64. Brno.

Zimák, J., 1999a: Application of chlorite compositional geothermometres to hydrothermal veins in the Variscan flysch sequences of the Nízký Jeseník Upland, to Alpine-type veins in the Sobotín region, and to the paragenesis with “strigovite“ from Žulová massif and Strzegom-Sobótka massif. – *Acta Univ. Palack. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Geologica* 36: 69–74. Olomouc.

Zimák, J., 1999b: Hydrotermální mineralizace v lomu „Podhůra“ u Lipníka nad Bečvou. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998*, 6: 99–100. Brno.

Zimák, J., 1999c: Chemistry of carbonates from hydrothermal veins in the Variscan flysch sequences of the Nízký Jeseník Upland (Bohemian Massif). – *Acta Univ. Palack. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Geologica* 36: 75–79. Olomouc.

Zimák, J., Losos, Z., Novotný, P., Dobeš, P., Hladíková, J., 2002: Study of vein carbonates and notes to the genesis of the hydrothermal mineralization in the Moravo-Silesian Culm. – *J. Czech Geol. Soc.*, 47, 3–4: 111–122. Praha.

Zimák, J., Novotný, P., 2002: Minerály vzácných zemin na hydrotermálních žilách v kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. – *Čas. Slez. Muz., Vědy přír.*, 51, 2: 179–182. Opava.