

LIMONITIZOVANÉ KVARCITY S Fe-Mn-Ba-Co ZRUDNĚNÍM VE SVRATECKÉ KLENBĚ MORAVIKA JIŽNĚ OD MARŠOVA U TIŠNOVA

LIMONITIZED QUARTZITES WITH FE-MN-BA-CO ORE MINERALIZATION IN SVRATKA DOME,
MORAVICUM, SOUTH OF MARŠOV NEAR TIŠNOV

MICHAL PATOČKA & JAROMÍR LEICHMANN

Abstract

Patočka, M., Leichmann, J. (2013): Limonitizované kvarcitty s Fe-Mn-Ba-Co zrudněním ve svratecké klenbě moravika jižně od Maršova u Tišnova. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 98, 2, 115-140.

Limonitized quartzites with Fe-Mn-Ba-Co ore mineralization in Svatka Dome, Moravicum, south of Maršov near Tišnov

The presented iron-bearing quartzites with oxidic Fe-Mn-Ba-Co mineralisation are situated south of Maršov near Tišnov in crystalline complex of the Svatka Dome (Moravicum). Brightly colored quartz-rich rocks mainly appear in the vicinity of “Skalky” hillock (elevation 482.6 m) and in woodland “Na salaši”, “Habří” and “Bílá skála” near Smelcovna settlement in Bílý potok creek valley. The geological mapping has provided distribution of the studied rocks in the vicinity of a tectonic contact (Dřínová overthrust) between phyllites of the Bílý potok Unit (Moravicum) and cataclazed to mylonitized gneiss of the Deblín group (Brunovistulicum). Limonitized quartzites and accompanying barite-quartz breccias form morphologically substantial ridges or only isolated boulders and blocks. Quartzites are largely affected by multiphase alteration – silicification, “limonitization” and hematitization with Fe, Mn and Ba import and/or redistribution. It cannot be ruled out that quartzites are relicts of Devonian clastic rocks, later distinctly affected by Late Variscan hydrothermal barite mineralization. The existence of hydrothermal barite veins penetrating the quartzite as well as Devonian limestones of Lažánky-Heroltice belt is remarkable. The individual oxidic Mn-rich mineral phases as a hollandite, cryptomelane, coronadite, including their transitional phases, pyrolusite and goethite in quartzite were detected. The intense silicification and Fe-Mn distributions related to weathering of surrounding rocks (in part kaolinization) under suitable climatic conditions during Mesozoic or Tertiary are highly probable. Isolated black manganese (\pm Co) concretions occur at places of appearance of the studied rocks and originated from the similar oxide mineralization but in a different environment.

Key words: Svatka dome, Moravicum, iron-bearing quartzites, Fe-Mn-Ba-Co oxides, hollandite group, manganese concretions, barite, silicification, kaolinization.

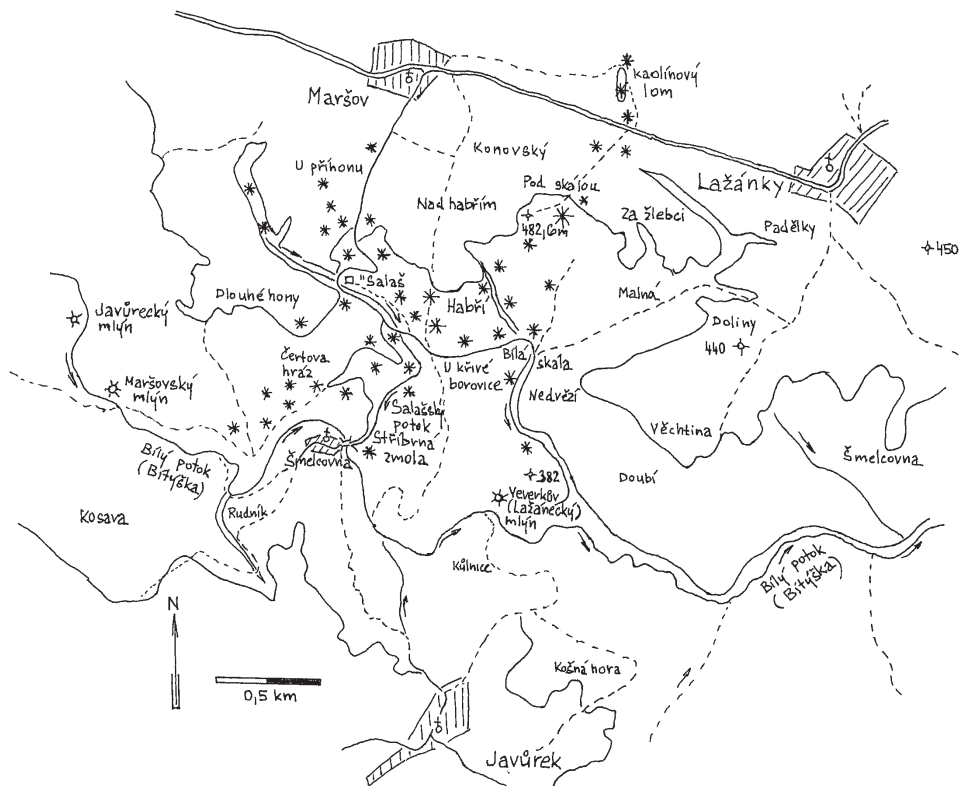
Michal Patočka, State enterprise, division GEAM Dolní Rožinka, 592 51 Dolní Rožinka, Czech Republic, patocka@diamo.cz

Jaromír Leichmann Department of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno, Czech Republic, leichman@sci.muni.cz

1. ÚVOD

Príspevek se zabývá studiem „limonitizovaných kvarcitů“ (*viz pozn. v kapitole metodika*) s charakteristickou oxidickou Fe-Mn-Ba-Co mineralizací, vyskytujících se v jižní

části krystalinika svratecké klenby moravika v prostoru jižně od Maršova u Tišnova. Zajímavé území výskytu studovaných hornin bylo poměrně dobře lokalizováno geologickým mapováním v měřítku 1 : 10 000 (PATOČKA 2013). Studovaná oblast zahrnuje území mezi Velkou Bíteší a Veverskou Bitýškou v prostoru obcí Braniškov-Maršov-Lažánky-(Šmelcovna)-Javůrek v okrese Brno-venkov. Vlastní studované území je situované na katastrech obcí Maršov, Lažánky a Javůrek (Šmelcovna). Přesnější lokalizace výskytu silicifikovaných hornin s častými projevy limonitizace, hematitizace a přítomností oxidických Mn minerálů je J a V od Maršova, JZ od Lažánek na levé straně údolí Bílého potoka (Bitýška). Studované horniny, lokalizované na jih od Tišnova a ležící v jižním křídle krystalinika svratecké klenby moravika, jsou silně alterované vícefázovou silicifikací a redistribucí zejména Fe, Mn a Ba. Bez zajímavosti není ani přítomnost hydrotermálních barytových žil a „limonitizovaných“, popř. hematitizovaných křemen-barytových brekcii s Mn ± Co a sulfidickou mineralizací. Terénní výzkumy i laboratorní výsledky stále více potvrzují prostorovou, litologickou a genetickou souvislost „limonitizovaných kvarcitů“ a Mn ± Co rud vyskytujících se ve formě ledvinitých konkrecí a kůr jižně od Maršova. Topografická mapa s vyznačenými místy výskytu studovaných hornin viz obr. 1 (PATOČKA 2013).



Obr. 1. Topografická mapa s vyznačenými místy výskytu studovaných hornin (výskyt limonitizovaných kvarcitů a manganových konkrecí je vyznačen hvězdičkou).

Fig. 1. Map of the region showing location of the quartzite studied. (occurrence of limonitized quartzites and manganese concretions are marked by asterisk).

2. PŘEHLED GEOLOGICKÝCH POMĚRŮ

2.1 Krystalinikum a paleozoikum

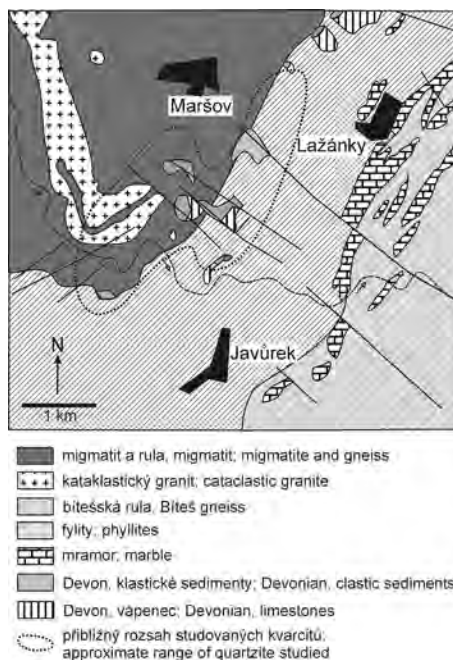
Studované horniny (s oxidickou Fe, Mn a Co mineralizací nejasného původu) jsou prostorově lokalizovány v jižní části krystalinika svratecké klenby, které má velmi pestrú litostratigrafickou a poměrně složitou strukturně tektonickou stavbu. Vedle složitého komplexu předdevonských metamorfítú i devonských klastických a karbonátových sedimentů se tu nacházejí výskyty polymetalického hydrotermálního zrudnění typu Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-As v barytových, křemen-barytových, křemenných, fluorit-křemen-barytových a karbonátových hydrotermálních rudních žilách. Na obr. 2 je zobrazena zjednodušená geologická mapa studované oblasti vytvořená podle podkladů České geologické služby (PATOČKA 2013).

V širším okolí studovaného prostoru je možno vymezit tři hlavní litologicko-tektonické geologické celky a to:

(i) předdevonské krystalinikum (brunovistulikum ve smyslu CHÁBA *et al.* 2008), (ii) jeho devonský pokryv a (iii) nadložní moravikum:

(i) Předdevonské horniny krystalinika (**deblínská jednotka**) jsou zastoupeny vulkanosedimentárním komplexem feldspatizovaných a migmatitizovaných svorů, kataklazovaných a mylonitizovaných muskovit-biotitických rul až migmatitů, s vložkami metabazitů, metatufitů a metatufů. Svrchní oddíl je tvořen svory až fylity s polohami mramorů bohatých silikáty. Do těchto hornin intrudovaly magmatické horniny zastoupené jemnozrnnými až hrubě zrnitými šedobílými, bělošedými až šedými kataklastickými granity a aplitickými granitoidy. Katakláza se projevuje drčením křemene, K-živců a plagioklasů. Lokálně se projevuje blastomylonitizace granitu. Z alteračních přeměn byla zjištěna zejména chloritizace biotitu, kaolinizace živců, sericitizace, feldspatizace, limonitizace a hematizace.

(ii) **Devon** je na Tišnovsku zastoupen ve dvou vývojích, závistiském a květnickém, a je doložen paleontologicky (SVOBODA a PRANTL 1951, JAROŠ a MÍSAŘ 1968, 1976, KACHLÍK 1989, JAROŠ 1991). Stratigrafie devonských metasedimentů je založena na relativně dobře zachovaných fosiliích (Stromatoporoidea, Brachiopoda, Crinoidea) stáří spodní-střední givet (JAROŠ a MÍSAŘ 1968, BOSÁK 1983). Devon v širším okolí Tišnova je klasifikován BOSÁKEM (1980, 1983) na základě litofaciální a biofaciální analýzy jako marginální facie ve vývoji Moravského krasu. V mělkovodnějším závistiském vývoji převažují klastické sedimenty nad karbonátovými horninami. Na bázi jsou sericitové kvarcité a se-



Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa studované oblasti (upraveno podle podkladů České geologické služby 2013).

Fig. 2. Generalized geological map of the studied area (modified by map of Czech Geological Survey, 2013).

ricitiové polymiktní i monomiktní konglomeráty přecházející do nadložního karbonátového souvrství s psamitickými dolomitickými vápenci, kalcitickými dolomity a laminovanými vápenci s rohovci. V květnickém vývoji převládají karbonáty (JAROŠ a MÍŠAŘ 1976).

V zájmovém území jsou vyvinuty drobně krystalické **lažánecko-heroltické vápence**. V jednom z nečinných vápencových jámových lomů v lesní trati „Zadní horky“ SSZ od Lažánek byly nalezeny (PATOČKA 1999) fragmenty fosilie stromatoporoida *Amphipora ramosa* (Phillips). Na základě nalezených fosilií je možné zařadit vápencové souvrství do středního až svrchního devonu, a to do období eifel-givet-frasn. Statigraficky jsou součástí macošského souvrství a lze je srovnávat s lažáneckými a vilémovickými vápenci devonu Moravského krasu. Devonské horniny je možno přiřadit ke květnickému vývoji (MÍŠAŘ *et al.* 1983). Vápence lažánecko-heroltického pruhu jsou z velké většiny situovány SZ a S od Lažánek v tratích „Přední horky“, „Zadní horky“, „Petrov“ a v Maršovském žlebu pokračují úzkým pruhem SV až SSV směrem k Herolticím. Menší izolované skalní výchozy jsou v jižní části studovaného území, J a JJV od Maršova v lesní trati „Bílá skála“, kde je výrazná tektonická kra vápence. Další izolované výskyty jsou ve „Stříbrné zmolé“ na SV od Šmelcovny, malý ostrůvek v lese mezi „Stříbrnou zmolou“ a „Bílou skálou“, jižně od „Bílé skály“ v lesní trati „Nedvězí“, kde vystupují na dně údolíčka s krasovým ponorem, a v údolí Bílého potoka v lesní trati „Nad studánkou“ Z od Lažáneckého (Hálova) mlýna.

Nově vymezená **želetická jednotka**, původně rozpoznaná v dyjské klenbě jako tzv. porfyroidová skupina (PRECLIK 1926), tvořena metadrobami s ojedinělými valounky lažánecko-heroltických vápenců, břidlicemi, metatufity a chlorit-sericitovými metakarbonáty je součástí paleozoického pokryvu brunovistulika (LEICHMANN *et al.* 2006).

- (iii) přes výše uvedené jednotky jsou po dřínovském (morávním) nasunutí přesunuty horniny **moravika**, pravděpodobně předdevonského stáří, které představují složitý horninový komplex nejzápadnější části moravosilesika, jako celek ležícího v podloží moldanubika. Morávní příkrov je tvořen třemi litologicky odlišnými geologickými jednotkami, nejspodnější skupinou Bílého potoka, dále bitešskou skupinou a nadložní olešnickou skupinou (JAROŠ a MÍŠAŘ 1974, 1976, MÍŠAŘ *et al.* 1983). Přehled horninové náplně tohoto komplexu a novější názory na jeho vývoj jsou obsaženy např. v publikacích SCHULMANN *et al.* 1991, DALLMEYER *et al.* 1995, BATÍKA 2004 a CHÁBA *et al.* 2008).

V zájmové oblasti vystupuje převážně **jednotka (skupina) Bílého potoka** (JAROŠ a MÍŠAŘ 1976). Je tvořena regionálně epizonálně metamorfovanými flyšoidními sedimenty s výrazným horizontem mramorů podél kontaktu s nadložními bitešskými rulami.

Skupina Bílého potoka je ve studované oblasti tvořena převážně zelenošedými, šedo zelenými, oloveně šedými až stříbrně šedo zelenými, velmi jemnozrnnými až téměř masivními, většinou jemně laminovanými **chlorit-sericitovými a sericitovými fylity**. Vyšší část tohoto oddílu je budovaná **sericit-chlorit-biotitovými fylity**. **Kvarcitické fylity** se místy objevují jako polohy v těchto fylitech, z nichž se pozvolna vyvíjejí přibýváním křemene. **Grafitické fylity** jsou velmi málo zastoupeny. Z ostatních členů skupiny Bílého potoka zde zmiňují **kvarcitu a sericitové kvarcitu**. Výrazná poloha byla lokalizována jižně od Maršova, v lesní trati „U křivé borovice“ a na JZ od devonského skalního útvaru „Bílá skála“. Zde budují kvarcitu a sericitové kvarcitu výrazný geomorfologický hřbet. Většinou se vyskytují jako menší izolované balvany, bloky nebo pouze jako úlomky. Z pestrých vložek je třeba zmínit málo mocné polohy **muskovit-chloritové břidlice až metabazitů**, místy s magnetitem (srov. HOUZAR *et al.* 2012) Magnetit se vyskytuje hojněji jižně od Javůrku na levém břehu Bílého potoka v lesní

trati „Nad Hálovou studánkou“. *Mramory* tzv. hlavního pásma, bohaté muskovitem a křemenem, vystupují v J a JV části území a ve východním a jižním okolí Lažánek. Nejlépe je možno je studovat jižně od Lažánek, v údolí Bílého potoka. Na kontaktu s bítešskou rulou je vyvinuta poloha *vápenatosilikátových hornin*.

Bítešská jednotka zaujímá pouze jihovýchodní část zájmové oblasti. Horniny bítešské skupiny se objevují V, JV a J od Lažánek v okolí kót 445 m n. m., 450 m n. m. a 451 m n. m., v polní trati „Záhání“ a v lesní trati „Šmelcovna“ J od Lažánek v podobě úlomků. Přírozené skalní výchozy jsou nejlépe odkryty v údolí Bílého potoka. Skupina zahrnuje řadu nejrůznějších variet tzv. bítešských ortorul. *Bítešské ortoruly* jsou ve studované oblasti světle nebo tmavě šedé, často narůžovělé, střednězrné až hrubozrné s lepidogranoblastickými mikrostrukturami. Typická je jejich porfyroblastická („okatá“) textura, kde porfyroblasty jsou tvořeny K-zivci a kyselými plagioklasy. Tato leukokráttní hornina minerálním složením odpovídá adamelititu až granodioritu (SCHULMANN *et al.* 1991).

2.2 Geologická situace limonitizovaných kvarcitů

Limonitizovaným kvarcitům s Fe-Mn±Ba-Co zrudněním, jež se vyskytují v zájmovém území j. a jv. od Maršova a z. a jz. od Lažánek, byla věnována hlavní pozornost. Plošně nejrozsáhlejší a geomorfologicky nejvýraznější je výskyt těchto kvarcitů v okolí kóty 482,6 m n. m. („Skalky“), cca 850 m JV od Maršova. obr. 3). Ostatní výchozy kvarcitů se objevují v podobě menších skal a balvanů, vytvářejících v lesním terénu zřetelné morfologické hřbety charakteru „kamenných moří“ a izolovaných bloků J od Maršova, v tratích „Hankovce“, „Jalovčí“, V od samoty „Salaš“ nebo „Na salaši“ (bývalého Hrdličkova



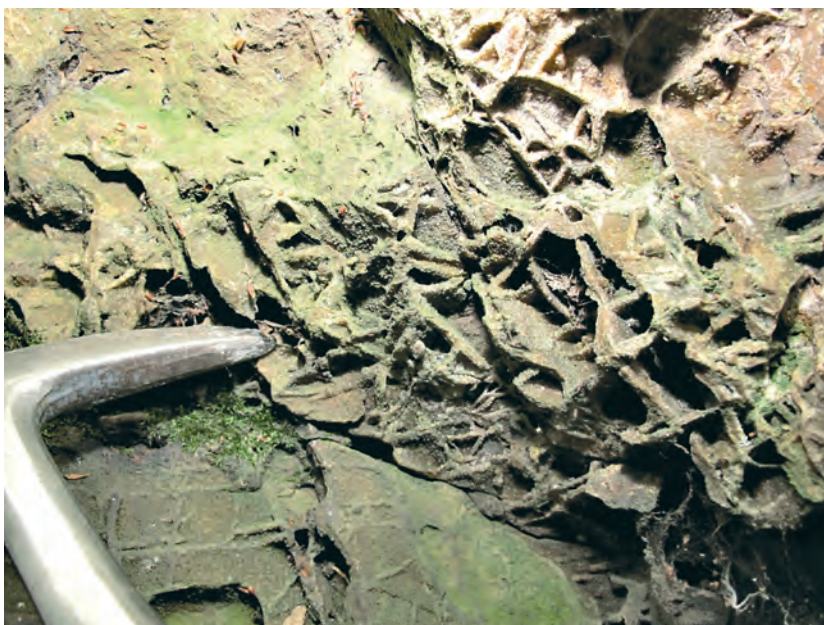
Obr. 3. Bloky limonitizovaných kvarcitů na kótě 482,6 m (lokality Maršov-„Skalky“). Foto M. Patočka, stav v r. 2013.

Fig. 3. Blocks of limonitization quartzites at altitude 482.6 m (locality Maršov-„Skalky“). Photo M. Patočka, situation in 2013.



Obr. 4. Kavernózní textura limonitizovaného kvarcitu z výchozů na kótě 482,6 m (Maršov-„Skalky“). Foto M. Patočka, stav v r. 2013.

Fig. 4. Cavernous structure of limonitized quartzite from natural outcrop at altitude 482.6 m (Maršov-“Skalky”). Photo by M. Patočka, 2013.



Obr. 5. Voštinovitá textura limonitizovaného kvarcitu (Maršov-„Skalky“). Foto M. Patočka, stav v r. 2013.

Fig. 5. “Honeycombing” structure of limonitized quartzite (Maršov-“Skalky”). Photo by M. Patočka, situation in 2013.

hostince), v lese „Habří“, „U křivé borovice“, v údolí Salašského potoka ve „Stříbrné zmole“, v okolí „Bílé skály“, „Malná“, „Nedvězí“ a na svazích levého břehu Bílého potoka směrem ke Šmelcovně v lesní trati „Čertova hráz“. Izolované kameny a balvany v alochtonní pozici jsou hojné v polní trati „Pod skálou“, v místech zvaných „Šachty“, mezi Maršovem a Lažánkami stejně tak v korytě Bílého potoka (Bítýšky) a v jeho bezprostředním okolí. „U příhonu“ a „Nad habřím“. Méně patrný je výskyt alespoň částečně redeponovaných bloků limonitizovaných kvarcitů v okolí a na svazích bývalého kaolinového ložiska cca 850 m V od Maršova („Maršovské kaolinové jezírko“). Zde se na puklinách kvarcitu objevuje světle modrý, velmi jemně ledvinitý chalcedon. Většinou však tvoří pouze kůry.

Limonitizované kvarcicity jsou velmi pestře zbarvené od odstínů žlutohnědé, hnědožluté, okrově žluté, hnědočervené, červenohnědé, místy s fialovými odstíny, tmavě fialové, šedé až modrošedé a ojediněle téměř černé. Jejich zbarvení je způsobeno nejčastěji velmi jemně dispergovanými Fe-oxohydroxidy a svůj vliv zde mají i supergenní alterační procesy.

Mikrostruktury těchto hornin jsou ve většině případů granoblastické. Pokud obsahují mikroskopický muskovit, lze hovořit o lepidogranoblastických mikrostrukturách. Kvarcicity jsou velmi jemnozrné, často téměř celistvé, masivní. Jejich texturní typy jsou velmi rozmanité, od kavernózních (obr. 4), drúzovitých, voštinovitých (obr. 5), brekciovitých (obr. 6), páskovaných až po masivní.

Minerální složení kvarcitů je jednoduché. Hlavním minerálem je křemen v několika generacích, automorfně až xenomorfně omezený, rovnoběžně i undulózně zhášející. Vedlejším minerálem je světlá slída, muskovit (sericit), tvořící ve výbrusech hypautomorfně omezené jedince nebo i chomáčkovité agregáty. Muskovit je metamorfního původu. Častým



Obr. 6. Limonitizovaná kvarcitová brekcie - (Maršov-„Habří“). Foto M. Patočka.
Fig. 6. Limonitized quartzitic breccia (Maršov-„Habří“). Photo by M. Patočka.

vedlejším minerálem je zejména v limonitizovaných kvarcitových brekciích baryt. Není pouze součástí brekcie sedimentárního, popř. tektonického typu, ale tvoří v kvarcitech i pravé žíly. Ojedinelé byly nalezeny na odvalech po průzkumných pracích na Mn-Co rudy v lese „Habří“ a v okolí „Bílé skály“ jižně od Maršova u Tišnova v dutinách limonitizovaných kvarcitů až 1 cm velké, čiré, dokonale omezené krystaly barytu. Běžné jsou oxidy Mn tvořící několik minerálních fází a Fe oxohydroxidy ve formě velmi jemně dispergovaného minerálního pigmentu (PATOČKA 1999).

2.3 Terciérní a kvartérní sedimenty

Sedimenty prokazatelně terciérního stáří byly zaznamenány při novém geologickém mapování studovaného území mezi Lažánkami a Maršovem v bývalém, dnes z části zatopeném kaolinovém lomu a v jeho okolí. Další výskyty lze nalézt v polních tratích „U božích muk“, „Pod skálou“, „Za žlepci“ a „Padělky“ na mapovém listu 24-32-11. V polích jsou relikty terciérních sedimentů ojedinelé a spíše než po orbě je lze pozorovat při příležitostných zemních pracích. Příkladem může být výkop pro obecní vodovod v roce 1997 v prostoru Lažánky-Maršov J od kaolinového lomu, kdy byly některé rýhy zdokumentovány (PATOČKA 1999). Ojedinelé se v ornici vyskytují křemenné valouny nízkého stupně opracování indikující krátký transport. Terciérní sedimenty jsou zastoupeny dvěma faciem, pelitickou a klastickou, jež jsou uloženy na kataklazovaných až mylonitizovaných svrateckých rulách. Pelitickou facii tvoří pestré zbarvené, šedé až zelenošedé jíly a jílovce, lokálně pestré, nevápnité aleuritické jíly. Hrubě klastickou facii tvoří soubor limnických a fluvialních petromiktických písků a štěrků nedokonale vytríděných. Sedimentace probíhala v limnickém prostředí jezerní pánve. Stratigraficky lze zařadit sedimenty podle nalezených fosilií do sladkovodního miocénu – ottangu (FRIÁKOVÁ a REJL 1971). Terciérního stáří je pravděpodobně ložisko kaolinu, které popsal tišnovský geolog J. V. Procházka koncem 19. století, kdy zde byl prováděn průzkum na Fe rudy (in SMETANA 1924). Při těžbě kaolinu mezi roky 1906–1930 byla vyhloubena šachta hluboká 28 m, ve které byly zastíženy tři hnědouhelné slojky s maximální mocností do 40 cm (FRIÁKOVÁ a REJL 1971). Uhlí se využívalo k pohonu lokomobily zajišťující transport těženého kaolinu z lomu (MEJZLÍK 1970). Kaolin vznikl kaolinizací kataklazovaných, popř. mylonitizovaných svrateckých rul až aplitických metagranitoidů svrateckého masivu. Katakláza živočů a sericitizace způsobena kinematickou metamorfózou provázející fylonitizaci, společně s hydrotermální sericitizací usnadnily proces kaolinizace dosahující hloubky cca 100 m (FRIÁKOVÁ a REJL 1971). KUŽVART *et al.* (1983) uvádí hloubku kaolinizace 113 m! Kaolin a relikty sladkovodních miocénních sedimentů jsou uložena na předdevonském krystaliniku. Existuje možnost iniciace kaolinizace během ukládání sladkovodních sedimentů miocénu v limnické pánvi za přispění tropického nebo subtropického klimatu v podmínkách lateritického zvětrávání (PATOČKA 1999).

Sedimenty kvartérního pokryvu krystalinika studovaného území jsou litologicky i geneticky pestré. Pro členitý terén údolí Bílého potoka, Maršovského potoka a Podhorky jsou velmi rozšířené deluviální a deluviofluviální sedimenty pokrývající svahy, úpatí a dna údolí a terénních depresí. Deluviální uloženiny jsou převážně písčito-hlinité, kamenito-hlinité a hlinito-kamenité, místy s většími bloky hornin. Mocnost těchto akumulací nepřesahuje 5,0 m. V údolí Bílého potoka jsou na několika místech plošně méně rozsáhlá kamenitá deluvia, tzv. kamenná moře. Deluviofluviální písčito-hlinité a hlinito-štěrkovité sedimenty vyplňují dna periodicky protékanych terénních depresí a závěry drobných údolí. Průměrná mocnost je 2–5 m. Často tvoří při vyústění do údolních vodotečí drobné dejekční kužele. Holocénní fluviální písčito-hlinité a písčito-štěrkovité sedimenty vytváří svrchní část výplně údolních niv Bílého potoka, méně Maršovského potoka. Vodoteč Podhorka nemá říční nivu téměř vyvinutou. Na skalních stupních v údolí potoků Bílého a Maršovského nebyly relikty fluvialních písčitých štěrků ani jiného říčního materiálu

nalezeny. Při výkopech pro sloupky elektrického vedení v širším okolí Šmelcovny v roce 2013 byly zjištěny rozsáhlejší akumulace písčitých štěrků s poměrně dobře opracovanými valouny a oblázky hornin okolního krystalinika. Písčité štěrky obsahují místy větší podíl jílové frakce. Lokálně byly odkryty povodňové hlíny, jež však nejsou příliš mocné. KUBALÍKOVÁ (2005) uvádí maximální mocnost do 2 m. Plošně nejrozsáhlejší a v zájmovém území poměrně významné jsou eolické sedimenty zastoupené sprašemi a sprašovými hlínami objevující se zpravidla na jižních a jihozápadních svazích. Spraše jsou převážně würmského stáří, jak dokládají nálezy fosilní pleistocénní malakofauny druhů *Trichia striolata* a *Succinea oblonga* v přirozeném sprašovém odkryvu v údolí Maršovského potoka SZ od Lažánek naproti dědičné štole (PATOČKA 1999). Průměrná mocnost spraší a sprašových hlín je 2–3 m, maximálně 5 m, výjimečně > 10 m. Mocnější uložení spraší a sprašových hlín jsou v zaniklé Orátorově cihelně JZ od Lažánek v trati „Za žlebci“. Také na Šmelcovně je historicky doložena cihelna, avšak její přesná lokalizace není již v terénu patrna.

3. HISTORIE TĚŽBY A ZPRACOVÁNÍ NEROSTNÝCH SUROVIN

Těžba a zpracování nerostných surovin v prostoru Lažánek, Maršova a Javůrku je známa podle Vermouzka (1987) již od 13. století. Podle dochovaných archivních zpráv věnoval v roce 1215 markrabě Vladislav klášteru Premonstrátů v Hradišti u Olomouce les u Lažánek a Domašova s těžbou Fe rud a s rýžovisky zlata na potociích (D'ELVERT 1866). Jedná se pravděpodobně o Bílý potok a snad o Svatoslavský potok, kde však ani v jednom případě nebyly nalezeny ani stopy po rýžoviskách. V ranném i pozdním středověku se jednalo převážně o Fe rudy, zatímco polymetalické rudy měly zřejmě minimální praktický význam (srov. HOUZAR *et al.* 2012).

Prospekci, příp. těžbu stříbrnosných rud v bezprostředním okolí zájmového území je možné datovat přibližně do první poloviny 13. stol. Podle VERMOUZKA (1987) lze hledat centrum středověkého důlního podnikání v údolí Bílého potoka a je spojováno se zaniklou vsí Podolí, která je lokalizována do míst dnešní Šmelcovny. O těžbě a zpracování Fe rud v zájmové oblasti se dozvídáme z písemných pramenů až v 17. století a týkají se hamru pod Lesním Hlubokým a u Veverské Bítýšky. Počátek 18. století je na zprávy o těžbě a zpracování rud chudý. PEITHNER z Lichtenfelsu (1790) ve své souborné práci věnované dolování drahých kovů na západní Moravě zmiňuje místní oblast pouze okrajově (PEITHNER in HOUZAR *et al.* 2012). První geologické údaje o železnorudných ložiscích poskytl až WOLF (1869). KUČERA (1980) uvádí jednotlivé doly na Fe rudy provozované v 18. a 19. století. V roce 1770 byly v provozu doly v Lažánkách a v Maršově a v roce 1815 jsou opět zmiňovány doly v Lažánkách (KUČERA 1980). Tehdy byly zřejmě také zřízeny hutě u Javůrku a pravděpodobně vznikla osada Schmelzhüttenthal, nynější Šmelcovna. Podle EICHLERA (1891) byla huť na Šmelcovně, tzv. Veverská huť založena v roce 1724. To však nijak nevyvrací existenci starší hutě na tomto místě. V ní byla tavena Fe ruda těžená u vsi Lažánek a Maršova (KUČERA 1980). D'ELVERT (1866) uvádí dovoz Fe rudy z Lažánek do Veverské hutě na Šmelcovně v roce 1770. Provoz Veverské hutě byl ukončen v roce 1873 (EICHLER 1891). Produkce v tomto roce dosáhla 2 760 t surového Fe, což bylo o něco výše než celozemský průměr Moravy a Slezska. Nejdéle se těžba udržela na ložisku mezi Lažánkami a Maršovem, a to až do roku 1899 (KREJČÍŘ a ŠTEIN 1962). Zdejší důl Josef měl hloubku přes 110 m. Průměrná mocnost ložiska byla kolem 3 m a „naduřovala“ až na 5,7 m. Těženou rudou byl „limonit“. Směr ložiska byl SSV s úklonem asi 300 k VJV (ŠTEJN 1962). Okolí Lažánek bylo centrem těžby Fe rud, ale těžilo se na mnoha dalších místech v okolí Maršova, Domašova, Rudky, Radoškova, Lesního Hlubokého, Přibyslavic, Zálesné Zhoře, Svatoslavi, Deblína, Vohančic, Veverské Bítýšky aj. Těženými rudami byly hlavně oxidické Fe rudy, méně karbonátové (siderit, ankerit).

Výskyt polymetalických rud asociace Pb-Zn-Cu, Mn ± Co rud a barytu byl zmíněn v několika publikacích a na významnější výskyty byla zaměřena rovněž geologická prospekce v druhé polovině 20. století. (POLÁK 1950, SKÁCEL 1951, 1953, JANEČKA a VRABKA 1951, ŠÍPEK 1953, HERINK 1954, JANEČKA 1956, MÁTL 1962, 1974, ČEŠKOVÁ a OREL 1971, FRIÁKOVÁ a REJL 1971, FRIÁKOVÁ 1974, ČEŠKOVÁ 1978, MALÝ 2000).

Vyhledávací průzkum na Pb-Zn-Cu rudy v oblasti Domašov-Javůrek-Maršov byl proveden Geologickým průzkumem n.p. Brno, základním závodem Brno v letech 1961–1962 (MÁTL 1962). Jedná se o hydrotermální křemen-barytové, karbonát-barytové a barytové žíly, vzácněji s fluoritem, zrudněné galenitem, sfaleritem, pyritem, chalkopyritem a tetradritem, se sporadickými sekundárními minerály (cerusitem, anglezitem, smithsonitem, pyromorfitem, malachitem a azuritem). Hlavní zrudnění je soustředěno v tzv. „Stříbrné zmole“ a v okolí Šmelcovny. Průzkumné práce na Mn rudy byly provedeny koncem II. světové války v roce 1944–1945 jižně od Maršova v lese „Habří“ (SKÁCEL 1951). Ve spraších a sprašových hlinách zde byl vytěžen podle MEJZLÍKA (1970) kvalitní pyroluzit (?). Na odvalu (obr. 7) je ale možné najít pouze úlomky „psilomelanu“. Hornické práce zde byly zastaveny v roce 1945 s koncem války (MEJZLÍK 1970).

V roce 1950 byl v prostoru jižně od Maršova v místech zvaných „Na salaši“ nebo „Salaš“ (bývalý Hrdličkův hostinec), v lese „Habří“ a v severním okolí „Bílé skály“ (obr. 8) uskutečněn z podnětu Ústavu pro výzkum nerostných ložisek v Kutné Hoře rozsáhlejší průzkum k ověření zásob Mn-Co rud. Byl proveden geofyzikální výzkum a geologické mapování. Na základě laboratorního výzkumu zde byly v Mn konkréciích zjištěny anomální obsahy kobaltu (JANEČKA 1956). V letech 1952–1954 zde byl prováděn orientační báňský



Obr. 7. Odval po prospekci Mn-Co rud německými geology z let 1944–1945 v lese „Habří“ cca 1 km JJV od Maršova. Foto M. Patočka, stav v r. 2013.

Fig. 7. Dump after Mn-Co ore prospecting created by German geologists in “Habří” forest in 1944–1945, situated about 1 km SSE of Maršov (photo by M. Patočka, 2013).

a vrtný průzkum. Prostor lesa „Habří“ a v okolí místa zvaném „Salaš“ nebo „Na salaši“ byly ověřovány šachticemi s překopy a rozrážkami. Byl proveden petrografický, mineralogický (ŠÍPEK 1953) a geochemický rozbor Mn±Co rud (HERINK 1954) a hornin bezprostředního okolí. Dle chemických analýz ruda obsahovala v průměru 14,61 hm. % Mn a 0,43 hm. % Co. Na základě těchto výsledků byl proveden průzkum hornickým způsobem. Nové analýzy vykazaly v rudě 18,53 hm. % Mn, ale pouze 0,14 hm. % Co. Další průzkumné práce byly zastaveny pro nebilančnost rudy (JANEČKA 1956).

JANEČKA a VRABKA (1951) podali zprávu o výskytu Mn konkréci a anomálním výskytu kobaltu na katastru obce Maršov. Genetické poměry na Mn±Co ložisku studoval VRABKA (1952). Geochemickým výzkumem Mn rud ložiska Maršov se ve své práci zaměřené na spektrální kvantitativní stanovení Co a V zabýval HERINK (1954). Rovněž SKÁCEL (1951) studoval výskyt mangan-kobaltových rud. Závěrečnou zprávu o geologickém průzkumu na ložisku Mn±Co rud Maršov spolu s výpočtem zásob vypracoval JANEČKA (1956). Jak v závěrečné zprávě uvádí, byla lokalita Maršov v důsledku chybného provedení analýz Mn±Co rud prohlášena z hlediska obsahu kobaltu za velmi perspektivní. Bylo vycházeno z průměrného obsahu 0,45 % Co při průměrné mocnosti zrudnění 1,68 m v šachticích. Průměr obsahu kobaltu ze šachtic byl však mnohem nižší, a to 0,20 %. Bylo konstatováno, že se jedná o velmi nepravidelný typ ložiska a zásoby byly zařazené do kategorie C2. Bylo zde vypočítáno celkem 38,9 t kobaltu při průměrné kovnatosti bloku 0,2 % a ložisko označeno za nebilanční (JANEČKA 1956).

EXNAR a DOUBEK (2012) ve svém příspěvku nověji studovali složení Mn rud z oblasti jižně od Maršova a identifikovali kryptomelan a hollandit s nízkým podílem Co (<1,8 hm. % CoO).



Obr. 8. Průzkumná štola č. 8 ražená ve sprašových hlínách a reziduálních horninách v letech 1952–1954 k ověření zásob Mn ± Co rud („Bílá skála“ JJV od Maršova). Foto M. Patočka, stav v r. 2013.

Fig. 8. Exploration gallery No. 8 driven in loess-loams and residual rocks for the purpose of verification of Mn ± Co ore reserves in 1952–1954 (“Bílá skála” SSE of Maršov). Photo by M. Patočka, situation in 2013).

HOUZAR *et al.* (2012) se detailněji zabývají topografií historického dolování a rudní mineralizace v oblasti Bílého potoka. Práce není jen kritickou revizí starší literatury, ale přináší nové poznatky podložené studiem literárních pramenů, mapové dokumentace a především vlastní, velmi dobrou terénní rekonstrukcí.

Se vznikem studovaných silicifikovaných hornin, limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn±Ba-Co mineralizací zřejmě souvisí i proces kaolinizace, a je na místě se stručně zmínit o těženém ložisku kaolinu mezi Lažánkami a Maršovem (SMETANA 1924). V roce 1906, kdy bylo ložisko objeveno Zappem a Tardym, začala průmyslová těžba kaolinu Montánní akciovou společností, trvající až do roku 1930 (MÁTL 1962). Jde o reziduální, popř. sedimentární typ ložiska kaolinu. KUŽVART *et al.* (1983) uvádí hloubkový dosah kaolinizace cca 113 m! Kaolin byl pouze papírenské kvality. MEJZLÍK (1970) uvádí existenci plavirny ve Veverské Bítýšce, k níž vedla 4 km dlouhá lanová dráha. V průběhu těžby docházelo k potížím, hlavně s velkým přítokem podzemní vody. Pro odvodnění ložiska byla ražena dědičná štola z údolí Maršovského potoka, která však zůstala nedokončena, údajně pro velkou tvrdost horniny. Důvodem byla zřejmě i ekonomická krize ve 30. letech 20. století. V rámci vyhledávacího průzkumu zahájil v roce 1959 Geologický průzkum, Brno, prospekční práce, avšak s negativním výsledkem.

4. NÁZORY NA GENEZI A STÁŘÍ LIMONITIZOVANÝCH KVARCITŮ

ZAPLETAL (1931) se zmiňuje o silicifikovaných horninách v kapitole o miocénu Českomoravské vrchoviny a doslova říká: „problematické jsou kvarcité balvaný“. S největší pravděpodobností má na mysli výskyty limonitizovaných kvarcitů jižně od Maršova. Původ SiO₂, které silicifikuje fylity, ruly a vápence v okolí křemenců, vidí v laterální sekreci. Při poruchových zónách patrných jako autigenní barytové brekcie v silicifikovaných horninách vystoupily hydrotermální roztoky vyluhující křemen, jenž vykrytalizoval v křemencích nebo v okolí (ZAPLETAL 1933).

SKÁCEL (1951) předpokládá přínos SiO₂ vlivem allitického a lateritického zvětrávání svrateckých rul. Za málo pravděpodobný považuje jeho hydrotermální původ. Přínos železa spatřuje ve zvětrávání fylitů skupiny Bílého potoka, popř. rudních žil. Autor uvádí typické „vybělení“ fylitů vlivem fosilního zvětrávání. Se supergenními procesy fylitů skupiny Bílého potoka geneticky spojuje vznik sypkých Fe rud a limonitizovaných kvarcitů. Stejně tak byly podrobeny tomuto zvětrávání svratecké ruly, se kterými spojuje vznik lateritu a uvolňování kyseliny křemičité v gelové formě, jež se akumulovala přibližně v dnešních místech lokace studovaných hornin a periodicky absorbovala Fe uvolňované z fylitů. Tak autor vysvětluje místy výrazné páskování limonitizovaných kvarcitů. Ze studia výbrusových preparátů konstatuje nápadný nedostatek biotitu, který je chloritizován, ale většinou již alterován na Fe-oxohydroxidy. Podle SKÁCELA (1954) jsou limonitizované kvarcité bazální devonská klastika, jež řadí do „série vnitřních fylitů“. Celý tento komplex považuje za devonský, stejně jako SVOBODA a PRANTL (1951). Poslední dva autoři reprezentovali sled jednotek jako výraz nepřerušovaného givetsko-famenského sedimentačního cyklu od bazálních klastických sedimentů až po vápence tzv. hlavního pásma.

Podle JAROŠE a MÍSAŘE (1969) náleží limonitizované kvarcité v okolí Maršova k devonu. Autoři je označují jako hematit-limonitové kvarcité nebo hematitové kvarcité. Konstatují, že tyto horniny leží primárně diskordantně na horninách deblínské skupiny, tedy předdevonského krystalinika a mají charakter sericitových kvarcitů, pískovců až slepenců, místy s valouny různých magmatických hornin.

SVOBODA (1970) předpokládá vznik limonitizovaných kvarcitů zvětráváním svrateckých rul v tropickém klimatu, kdy po procesu kaolinizace nebo během něj docházelo k uvolňování gelovité kyseliny křemičité, kumulující se v terénní depresi při kontaktu svrateckých rul deblínské skupiny a fylitů skupiny Bílého potoka. Kyselina křemičitá absorbovala Fe uvolňované při zvětrávacích procesech fylitů a Fe rud,

splavovaných do téhož sedimentačního bazénu. Podle SVOBODY (1970) sedimentární materiál obsahoval ostrohranné klasty devonských vápenců, jež byly rozpuštěny a nahrazeny křemenem a vzácněji i barytem.

Podle FRIÁKOVÉ a REJLA (1971) vznikly silicifikované horniny, jež označují jako limonitické kvarcitty, v období permu až neogénu, kdy došlo k nahromadění lehkých, sypkých Fe rud, vzniklých rozpadem tmavých minerálů. V místech, kde tyto rudy zastihla kyselina křemičitá, uvolněná lateritickým zvětráváním převážně svrateckých rul, jí byly absorbovány a zpevněny v limonitické kvarcitty. Oba autoři uvádí vznik studovaných hornin ve sladkovodním jezeře, situovaném Z a JZ od Lažánek a jejich souvislost se vznikem Fe a Mn rud, které považují za produkty chemického zvětrávání hornin s vyšším obsahem Fe minerálů. Jsou zde podle nich vyvinuty dva rudní horizonty. Spodní rudní poloha, představující pestré souvrství s „limonitem“, pyroluzitem, ledvinitými konkracemi „psilomelanu“ a keříčkovitými agregáty „wadu“, se začala vytvářet během existence jezerní pánve. Svrchní rudní poloha, budovaná bloky limonitizovaného kvarcitu s kataklazovanou hydrotermální barytovou žilovinou, ojediněle zrudněnou, obsahuje již méně „psilomelanu“ a „wadu“. V této poloze nedošlo podle nich již k tak dokonalému oddělení Fe a Mn jako ve spodní. Přesto byly geochemické procesy geneze Fe a Mn rud obdobné (FRIÁKOVÁ a REJL 1971).

DYBA (1984) považuje limonitizované kvarcitty za reliktů bazálních devonských klastik, původně ležících v podloží devonských vápenců. Po tektonickém transportu od západu na východ leží samostatně na předdevonském krystaliniku odtržené od svého karbonátového nadloží, jež se dnes nachází poněkud východněji od devonských bazálních klastických sedimentů.

MEJZLÍK (1988) označuje tyto horniny jako limonitické křemence vznikající v sedimentačním bazénu, kde se vodné roztoky bohaté kyselinou křemičitou a Fe oxohydroxidy akumulovaly. Dutiny v kvarcitech jsou podle tohoto autora výsledkem rozpouštění ostrohranných úlomků devonských vápenců a jejich nahrazováním křemenem. Celý proces řadí do terciéru. Po pozdějším odnosu méně mechanicky odolných okolních hornin oblast výskytu „limonitických křemenců“ vynikla jako geomorfologická elevace a došlo k tzv. inverzi reliéfu (MEJZLÍK 1988).

BERNARD a POUBA (1986) uvádějí lokalitu Maršov u Tišnova s výskytem Mn±Co mineralizace jako typ reziduálního ložiska, vzniklého lateritickým zvětráváním v terciéru.

5. METODIKA

Z terminologického hlediska jde v případě označení „limonitizovaný kvarcit“ o čistě popisný termín označující složitě a patrně i hydrotermálně alterované, silicifikované reziduální horniny, zbarvené dispergováním goethitem, příp. blíže neurčenými dalšími minerály Fe a hematitem. Nejde tedy o kvarcit ve smyslu označení metamorfované horniny.

Metodicky důležitou, první etapou výzkumu byla důkladná terénní rekognoskace výskytu „limonitizovaných kvarcitů“ v zájmovém území a vymezení jejich geologické pozice.

Studium výbrusových preparátů pomocí polarizačního mikroskopu bylo uskutečněno v Ústavu geologických věd na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity v Brně, kde byly zhotoveny leštěné výbrusy.

Vzorky limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn±Ba-Co zrudněním a Mn±Co konkracemi byly studovány pomocí elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, vybrané vzorky také pomocí práškové RTG difrakční analýzy, rentgenové fluorescenční spektrometrie a klasické silikátové analýzy. K výzkumu silicifikovaných hornin s Fe-Mn±Co-Ba mineralizací bylo vybráno několik reprezentativních vzorků a zhotoveny leštěné výbrusy a nábrusy pro optické studium v polarizačním a elektronovém mikroskopu.

Laboratorní výzkum vzorků byl realizován metodami elektronové mikroskopie a mikroanalýzy a RTG práškové difrakční analýzy v Institutu geologického inženýrství Vysoké

školy báňské Technické univerzity Ostrava. Vzorčky leštěných nábrusů byly připraveny v Ústavu Geoniky Akademie věd v Ostravě.

Elektronová mikroskopie a mikroanalýza byla prováděna na mikroskopu Quanta 650 FEG (FEI Company), vybaveného detektory pro EDX, WDA, EBSD a CL. Mikroskopické pozorování a EDX analýzy byly prováděny na leštěných preparátech, pokovených vrstvou 5 nm Cr za podmínek: vysoké vakuum cca 10⁻⁴ Pa, urychlovací napětí 15 kV, proud cca 10 nA, šířka svazku 5 μm. Pro charakterizaci chemického složení částic byly prováděny převážně pouze bezstandardové energiově disperzní mikroanalýzy (EDX). Pro sekvenční vlnově disperzní mikroanalýzy nebyly vzorky dostatečně homogenní.

RTG práškové difrakční analýzy byly uskutečněny na goniometru D8 Advance firmy Bruker AXS za podmínek: geometrie měření 2 θ / θ , záření CoK α /Fe, napětí 40kV, proud 40 mA, pozičně citlivý detektor LynxEye, rozsah měření 5–80° 2 θ , krok 0,014° 2 θ , sumace 5 opakovaných měření s časem 0,25 s/krok. Difrakční záznamy byly zpracovány pomocí software Bruker Diffrac.EVA a Bruker Topas verze 4.2. Pomocí práškové difrakční analýzy byly studovány vzorky limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn minerály, s barytem a manganových minerálů, vytvářející konkrce. Vzorky byly připraveny rozetřením separených zrn v achátové misce a nanesením prášku na nízkopozadový křemíkový nosič.

Vstupní strukturní data byla s výjimkou minerálu hollanditové skupiny převzata z Diffracpluss Professional Topas Structure Database. Struktura hollanditového minerálu byla převzata z Post *et al.* (1982). Byla použita struktura kryptomelanu, polytyp 1M.

Vybrané preparáty leštěných výbrusů limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn±Co-Ba mineralizací byly analyzovány rovněž na elektronové mikrosondě CAMECA SX 100 vybavené 5 WD spektrometry, 1 ED spektrometrem, BSE, SE a CL detektory. Přístroj je vybaven optickým mikroskopem pro pozorování v procházejícím a odraženém světle (i polarizovaném). Analýzy byly provedeny na společném pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Ústavu geologických věd na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity v Brně a ČGS.

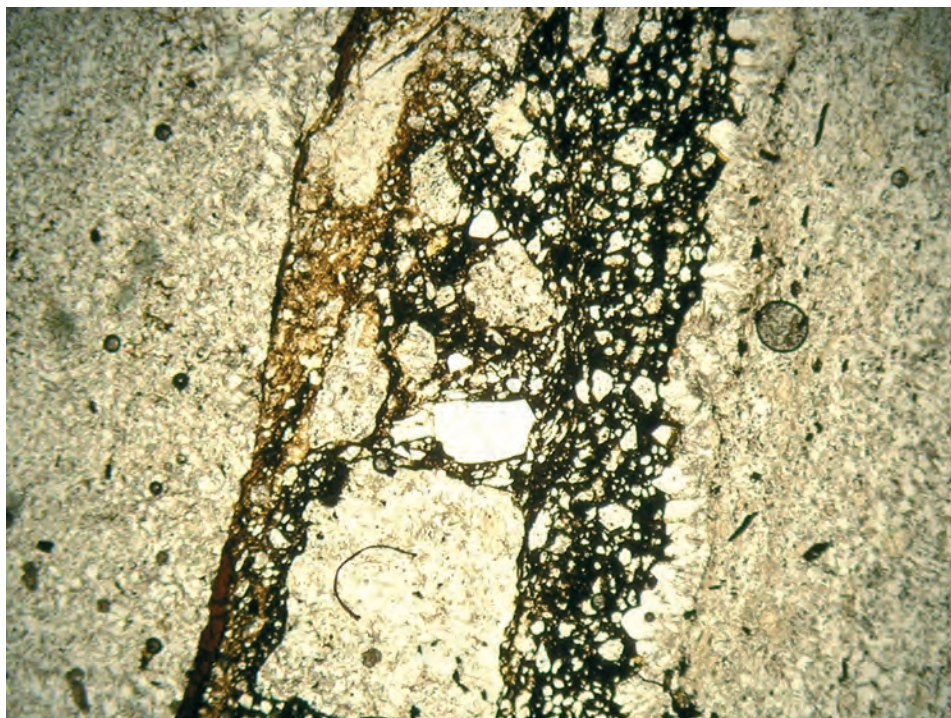
Pro identifikaci a výzkum studovaných silicifikovaných hornin byla použita klasická chemická silikátová analýza stanovení hlavních a vedlejších prvků (Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Ti, Fe, Mn, P, S, C a Li) na mokré cestě. Vzorky byly analyzovány v laboratoři Ústavu geologických věd na Přírodovědecké fakultě MU v Brně. Tato analytická instrumentální metoda vyžaduje převedení pevného horninového vzorku do roztoku tzv. mineralizací, čili rozkladem použitím anorganických kyselin. Chyba stanovení je přibližně 0,1 hm. %.

Z instrumentálních analytických metod anorganické analýzy silicifikovaných hornin s Fe-Mn±Co-Ba mineralizací byla použita rentgenová fluorescenční spektrometrie (X-Ray fluorescence Spectrometry), a to metoda tzv. lisovaných vzorků. Vybrané vzorky byly analyzovány v akreditované zkušební laboratoři č. 1166 Centra nanotechnologií VŠB-TU Ostrava. Analyzátozem byl energiově disperzní rentgenový fluorescenční spektrometr SPECTRO XEPOS new firmy SPECTRO AI, SRN. Prvkovou analýzu metodou XRFS lze využít pro kvalitativní i kvantitativní analýzu téměř všech chemických prvků s výjimkou několika nejlehčích v pevných i kapalných vzorcích. Předností použité instrumentální analytické metody je možnost analyzovat současně chemické prvky od velmi nízkých koncentrací v X-0,X mg/kg až po X0 % obsahu základních prvků.

6. VÝSLEDKY STUDIA

6.1 Optická analýza v polarizovaném světle

Vybrané výbrusové preparáty limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn±Ba-Co mineralizací byly pozorovány v polarizačním mikroskopu (obr. 9). Minerální složení kvarcitů je poměrně jednoduché. Hlavním a dominantním minerálem je křemen v nejméně dvou



Obr. 9. Limonitizovaný kvarcit. Drčená zóna vyplněná křemenem a barytem tmelených Fe oxohydroxidy (goethitem), rovnoběžné nikoly. Foto J. Leichmann 2013.

Fig. 9. Brecciated zone filled with quartz and barite cemented by Fe-oxhydroxides (goethite), parallel polaroids, photo J. Leichmann.

generacích, automorfně až xenomorfně omezený, rovnoběžně i undulózně zhášejíci. Vedlejším minerálem je světlá slída, muskovit, tvořící ve výbrusech hypautomorfně omezené jedince nebo i chomáčkovité agregáty. Muskovit se jeví z velké většiny jako alotigenní, vzniklý při metamorfóze. Častým vedlejším, někdy i hlavním minerálem je zejména v limonitizovaných baryt-křemenných brekciích baryt, jenž se podobně jako křemen objevuje v nejméně dvou, spíše však ve třech generačních stádiích. Ve výbrusech je nejčastěji hypautomorfně omezený, vytvářející lištovité až tabulkovité agregáty. Výjimkou nejsou ani xenomorfně omezená zrna. Fe oxohydroxidy tvoří společně s oxidickými Mn minerály tmel křemenných, muskovitových, popř. jiných klastů. Mimo tmele vyplňují často žilky a trhliny v kvarcitové hornině a mají velmi často impregnační charakter. Z ostatních minerálních fází byly zjištěny v akcesorickém množství xenomorfní klasty K-živce a blíže neidentifikovaného minerálu ze skupiny chloritů.

6.2 Výsledky elektronové mikroskopie a mikroanalýzy

Výsledky elektronové analýzy a mikroanalýzy limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn±Co-Ba mineralizací a Mn-konkrecí jsou si velmi podobné. Obrazy zpětně odražených elektronů (BEI) potvrzují u všech vzorků zřetelnou nehomogenitu. Limonitizované kvarcité s Fe-Mn±Ba-Co mineralizací se jeví z hlediska distribuce Mn minerálních fází ve srovnání s Mn-konkrecemi více homogenní. V limonitizovaných kvarcitech převažuje v některých vzorcích $Pb > Ba$ i K. Minerál by pak odpovídal *coronaditu* $Pb(Mn^{4+}_6 Mn^{3+}_2)O_{16}$.

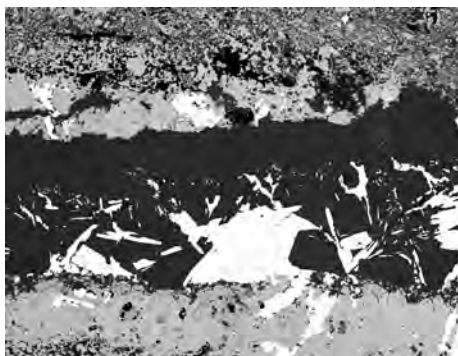
Některé vzorky však vykázaly převahu Ba a K nad Pb a převažuje *hollandit* $\text{Ba}(\text{Mn}^{4+}_6 \text{Mn}^{3+}_2)\text{O}_{16}$, příp. *kryptomelan* $\text{K}(\text{Mn}^{4+}_7 \text{Mn}^{3+})\text{O}_{16}$.

Limonitizované kvarcitty mají v elektronovém mikroskopu charakter velmi jemnozrnného monomiktního až polymiktního pískovce, kde Fe-oxohydroxidy a Mn oxidy mají funkci tmele. Fe-oxohydroxidy, podle RTG práškové difrakce *goethit*, tvoří žilky a impregnace mezi klasty křemene anebo i samostatné polohy společně s oxidickými minerály Mn. Hlavním a dominantním minerálem je automorfní až hypautomorfní, často zonální *křemen*. Z vedlejších, až akcesorických minerálů jsou přítomny hypautomorfně omezené lupínky *muskovitu*. Dalším minerálem je *baryt* (obr. 10), jež se objevuje nejméně ve dvou, spíše však ve třech generacích, tvořící klasty a žilky v limonitizovaných kvarcitech a limonitizovaných baryt-kvarcitových brekciích. Baryt I vytváří hypautomorfní až xenomorfní klasty v asociaci s křemenem, goethitem (obr. 11) a oxidickými minerály Mn. Druhý typ barytu II je mladší a tvoří hemisférické agregáty nejčastěji na oxidických Mn minerálech. Velmi vzácně je baryt III, součástí nejmladší fáze mineralizace, vykrystalizovaný do dutin kvarcitickej horniny jako automorfně omezené, až 1 cm velké krystaly v asociaci s čírymi, mléčně bílými nebo jinak zbarvenými krystaly křemene a vzácněji i jemnozrnými agregáty pyritu.

Mn konkrce mají charakter polymiktního pískovce s Mn oxidickým tmelem. Klasty v těchto vzorcích reprezentuje automorfní až hypautomorfní, ale často silně rozpukaný křemen a tabulkovitě, na koncích silně roztřepeně, defoliované částice Mg-muskovitu. Distribuce manganových minerálů v konkrecionálních útvarech je silně nehomogenní. Existují oblasti s jejich výraznější akumulací. Lokálně tvoří také tenké žilné útvary. Při velkém zvětšení je na BEI obrazech patrná submikronová struktura těchto Mn minerálů. Tyto jsou v detailu tvořeny protínajícími se lištami a pórovitou hmotou v prostorách mezi nimi a vyznačují se mírně rozdílnou odrazností elektronů.

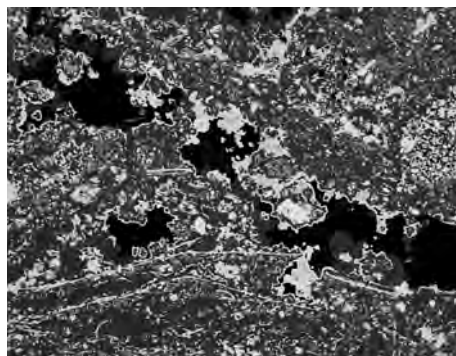
Mapování pomocí EDX analýz ukázalo, že rozdíly v odraznosti elektronů jsou způsobovány distribucí K resp. Ba (kryptomelan – hollandit), u několika vzorků také s přispěním Pb (coronadit). Uvedené Mn minerály nevytvářejí ve vzorcích limonitizovaných kvarcítů a Mn ± Co konkrecích samostatné fáze, ale v podstatě libovolně přechodné členy.

Kryptomelan, hollandit a coronadit jsou stejného strukturního typu. Ten je kanálového typu s kanálky procházejícími napříč celou strukturou (BIAGIONI *et al.* 2013). Kanálky mají



Obr. 10. Žilka křemene s krystaly barytu v limonitizovaném kvarcitu. Baryt je bílý, goethit šedý, křemen je nejtmaší. Foto D. Matýsek, odražené elektrony BEI. Šírka výřezu 2,5 mm.

Fig. 10. Small quartz vein with crystals of barite in limonitized rock. Barite is a white, gray goethite, quartz is the darkest. Photo D. Matýsek, BEI, width of section 2.5 mm.

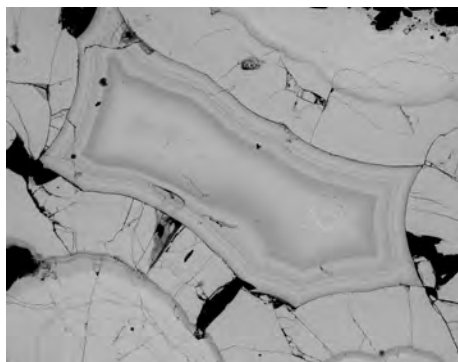


Obr. 11. Dispergovaný goethit (světlý) v křemeni v limonitizovaném kvarcitu. Černé jsou drobné dutiny. Foto D. Matýsek, odražené elektrony BEI. Šírka výřezu 2,5 mm.

Fig. 11. Goethite (light) dispersed in quartz (grey) in limonitized quartzite. Black spots are small cavities. Photo D. Matýsek, BEI, width of section 2.5 mm.

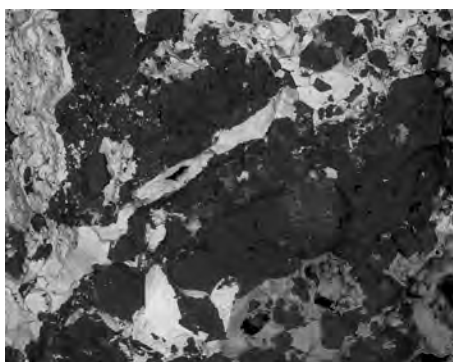
rozměr 2×2 oktaedry a jsou orientovány paralelně s b osou základní buňky. Ionty Ba, K, resp. Pb mají ve strukturách těchto minerálů funkci dodatkových kationtů a korigují náboj oktaedrické sítě. Tato skutečnost vede k neomezenému zastupování kationtů.

Lokálně, především blízko povrchu konkréci byly zjištěny kolomorfní útvary, tvořené Fe-oxohydroxidy. Podle výsledku RTG difrakce se jedná o goethit. Poměrně často byly ve vzorcích nacházeny také částice barytu silně variabilní velikosti a omezení. Baryt občas také vyplňuje trhliny v zrnech křemene. Slidový minerál podle EDX analýz odpovídá muskovitu s mírně zvýšeným podílem Mg.



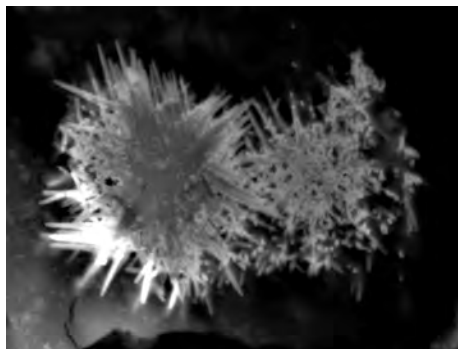
Obr. 12. Detail struktury Pb-cryptomelanu, vyplňující dutiny mezi zrny křemene. Foto D. Matýšek, odražené elektrony BEI. Šířka výřezu 2,5 mm.

Fig. 12. Detail of the texture of Pb-cryptomelane, fills the intergranulars between grains of quartz. Photo D. Matýšek, BEI, width of section 2.5 mm.



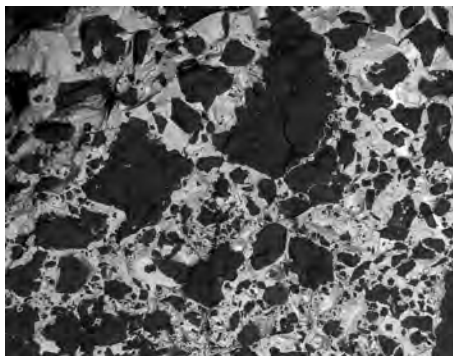
Obr. 14. Mn-oxidy vyplňující intergranulární prostory v kvarcitu. Nejsvětější fázi je coronadit a Pb-hollandit, tmavší hollandit, nejtmaší křemen. Foto D. Matýšek, odražené elektrony BEI. Šířka výřezu 2,5 mm.

Fig. 14. Manganese oxides fill the intergranular spaces in quartzite. The lightest phase is coronadite and Pb-hollandite, hollandite is darker and the darkest are quartz grains. Photo D. Matýšek, BEI, width of section 2.5 mm.



Obr. 13. Jehlicovité Mn-oxidy v dutině kvarcitu. Nejsvětější fáze odpovídá Pb-hollanditu, tmavší pak patří přechodné fázi mezi hollanditem a cryptomelanem. Foto D. Matýšek, odražené elektrony BEI. Šířka výřezu 12 μ m.

Fig. 13. Needle-like Mn-oxides in the quartzite cavity. The brightest phase corresponds to Pb-hollandite, darker a transitional phase between hollandite and cryptomelane. Photo D. Matýšek, BEI, width of section 12 microns.



Obr. 15. Pb-hollandit a místy coronadit (světlé) v tmelu klastického křemene. Foto D. Matýšek, odražené elektrony BEI. Šířka výřezu 2,5 mm.

Fig. 15. Pb-hollandite and locally also coronadite (light) cemented of clastic quartz. Photo D. Matýšek, BEI, width of section 2.5 mm.

Kromě uvedených minerálů - křemene, muskovitu, goethitu, barytu a různých přechodných členů řady kryptomelan-hollandit-coronadit byly ve vzorcích zjištěny subautomorfní až automorfní zrna fosfátu vzácných zemin. Tyto zrna mají obvykle náznaky krystalového omezení v podobě hexagonálních prizmat. Délka se pohybuje kolem 1-2 μm , maximálně do 3 μm . Agregáty zrn tohoto minerálu mohou mít velikost 5-10 μm . EDX analýzy ukazují, že dominantním REE je Nd. S ohledem na omezení zrn a jejich složení je velmi pravděpodobné, že tento minerál odpovídá autigennímu *rhabdophanu* (*Nd*). Lokálně jsou zrna tohoto minerálu poměrně silně akumulována. Podstatně vzácněji byla zjištěna také zakulacená nebo nepravidelně omezená zrna fosfátu REE s dominancí Ce, která s velkou pravděpodobností odpovídají *rhabdophanu* (*Ce*). Ojedinele byla zjištěna i zrna fosfátu s převahou Th nad REE. Vzácně byla dále zjištěna také oválná zrna zirkonu a minerálu TiO_2 o velikosti do 50 μm . Zrna *zirkonu* mívají na povrchu povlaky o tloušťce do 2-3 μm , tvořené fosfátem s vysokým podílem Y, někdy také i s podílem Th. V jednom ze vzorků Mn konkréci byly zjištěny nekontrastně omezené útvary, sestávající z granulí o velikosti 1-2 μm . Tyto granule jsou tvořeny fosfátem Al se zvýšeným obsahem Fe a S.

Mikrografie limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn±Ba-Co mineralizací z elektronového mikroskopu (obr. 12-15) jsou z lokality „Salaš“ nebo „Na salaši“, z výkopu pro vodovod za bývalým Hrdličkovým hostincem, Maršov u Tišnova. Vzorek, z něhož jsou pořízeny fotografie, je označen v textu a v tabulkách XRFS analýz číslem 1325/13.

Mikrografie limonitizovaných kvarcitů a baryt-kvarcitových brekcií s Fe-Mn±Ba-Co mineralizací z elektronového mikroskopu jsou z lokality „Stříbrná zmla“ v místě zvaném „Salaš“ nebo „Na salaši“, Maršov u Tišnova. Vzorek, z něhož jsou pořízeny fotografie je označen v textu a v tabulkách XRFS analýz č. 1324/13.

6.3 Výsledky práškových RTG difrakčních analýz

Výsledky práškové RTG difrakční analýzy jsou v souladu s výsledky mikroanalýz. Vzorky Mn konkréci obsahují dominantní podíl minerálu *hollanditové skupiny*, dále je přítomen křemen, slídový minerál a malé množství *goethitu*. Pomocí modelování difrakčních spekter pomocí programu Topas byla v oxidech Mn zjištěna příměs *pyroluzitu*. Ta se projevuje pouze na diferenčních křivkách určitým nesouladem intenzit některých linií hollanditového minerálu. Obsah pyroluzitu je oproti hollanditu podstatně menší (cca 1 : 5), je ale poněkud lépe krystalovaný. Velikosti difraktujících domén (koherentně difraktujících částic) se u hollanditového minerálu pohybují pouze kolem 10 nm a u pyroluzitu kolem 35 nm.

Zpřesněné mřížkové parametry a velikost krystalových domén hollanditového minerálu jsou následující: vzorek č. 1 - $a_0 = 9.8604(51) \text{ \AA}$, $b_0 = 2.8638(19) \text{ \AA}$, $c_0 = 9.8570(50) \text{ \AA}$, $\beta = 90.118(47)^\circ$, CSL (Lorentzova velikost koherentně difraktujících krystalových domén) - 11.27(42) nm, vzorek č. 2. - $a_0 = 9.9363(96) \text{ \AA}$, $b_0 = 2.8834(24) \text{ \AA}$, $c_0 = 9.749(12) \text{ \AA}$, $\beta = 90.180(17)^\circ$, CSL byla - 10.30(33) nm.

Zpřesněné mřížkové parametry a velikost krystalových domén dvou vzorků pyroluzitu byly stanoveny následovně: vzorek č. 1 - $a_0 = 4.41950(61) \text{ \AA}$, $c_0 = 2.86486(55) \text{ \AA}$, CSL 32.4(15) nm, vzorek č. 2 - $a_0 = 4.41747(28) \text{ \AA}$, $c_0 = 2.86637(35) \text{ \AA}$, CSL - 35.8(10) nm.

Rezavě zbarvený povlak na Mn konkrécích je podle výsledku práškové RTG difrakční analýzy tvořen především křemenem a muskovitem a goethitem. Dále jako příměs obsahuje chlorit a draselný živec. Zpřesněné mřížkové parametry a velikost krystalových domén goethitu byly stanoveny následovně: $a_0 = 9.9654(30) \text{ \AA}$, $b_0 = 3.02284(84) \text{ \AA}$, $c_0 = 4.6097(11) \text{ \AA}$, CSL - 35.4(16) nm.

Pro hollandit jsou v literatuře (srovnávací data ANTHONY *et al.* 1997) uváděny mřížkové parametry: $a_0 = 10.013(1) \text{ \AA}$, $b_0 = 2.8801(2) \text{ \AA}$, $c_0 = 9.733(1) \text{ \AA}$, $\beta = 90.970(4)^\circ$, pro kryptomelan $a_0 = 9.956(3) \text{ \AA}$, $b_0 = 2.8705(9) \text{ \AA}$, $c_0 = 9.706(4) \text{ \AA}$, $\beta = 90.95(3)^\circ$ a pro coronadit $a_0 = 9.938(1) \text{ \AA}$, $b_0 = 2.8678(5) \text{ \AA}$, $c_0 = 9.834(2) \text{ \AA}$, $\beta = 90.39(2)^\circ$. Pro pyroluzit

je uváděno $a_0 = 4.4041(1) \text{ \AA}$, $c_0 = 2.8765(1) \text{ \AA}$ a pro goethit $a_0 = 9.956 \text{ \AA}$, $b_0 = 3.0215 \text{ \AA}$, $c_0 = 4.608 \text{ \AA}$. Při porovnání zpřesněných mřížkových parametrů s literárními údaji je patrné, že zatímco parametry pro goethit a pyroluzit se poměrně dobře shodují, tak mřížkové parametry pro minerál ze skupiny hollanditu vykazují poměrně velké odchylky. Zjištěné parametry především u a_0 a β jsou menší a parametr b_0 větší než je uváděno v literatuře. Odchylky souvisejí pravděpodobně se silně disperzním charakterem Mn minerálu ve studovaných vzorcích.

6.3 Silikátová analýza

Silikátová analýza byla provedena na dvou vzorcích limonitizovaných kvarcitů. První vzorek byl odebraný JV od Maršova a ZJZ od Lažánek na kótě 482,6 m n. m. („Skalky“). Materiálem je výrazně silicifikovaná hornina – limonitizovaný kvarcit. Převažuje SiO_2 v koncentraci 92,00 hm. % a Fe_2O_3 je přítomný v množství 3,22 hm. % a množství Al_2O_3 je 1,81 hm. %. Ostatní analyzované prvky jsou pouze ve nevýznamném množství. Druhým analyzovaným vzorkem je limonitizovaný kvarcit odebraný J od Maršova a JZ od Lažánek v lesní trati „Bílá skála“. Obsah SiO_2 je 93,83 hm. %, Fe_2O_3 1,08 hm. % a Al_2O_3 vykazují relativně malé množství, a to 1,97 hm. % (Tab. 1).

6.4 Rentgenfluorescenční spektrometrie (XRFS analýza)

Metodě XRFS analýzy byly podrobeny tři vybrané reprezentativní horninové vzorky s ohledem na přítomnost Fe-Mn minerálních fází. Výsledky jsou uvedeny v tabulkách 2 a 3.

První vzorek (č. 1324/13) byl odebrán J od Maršova, v místě zvaném „Na Salaši“ nebo „Salaš“ (bývalý Hrdličkův hostinec). Materiálem je limonitizovaný kvarcit s barytem a oxidickými Mn minerály. Ze základních oxidů převažují SiO_2 (49,7 hm. %) a Fe_2O_3 (33,9 hm. %). Obsah MnO je velmi nízký (0,10 hm. %), stejně jako u alkalických kovů. Ze stopových prvků převládá Ba (27 400 ppm), zvýšené jsou koncentrace Zn (2 850 ppm), Pb (710 ppm), Ni (470 ppm) a As (310 ppm). Za zmínku stojí i podíl LREE (Nd 770 ppm a Ce 230 ppm), naopak nepatrný je obsah Co (< 7 ppm). Nejasný je vysoký obsah Cl – 1280 ppm (analytická chyba, kontaminace?)

Druhým vzorkem (č. 1325/13) je limonitizovaný kvarcit s oxidickými Mn minerály odebraný J od Maršova v lesní trati „Habří“ V od bývalého Hrdličkova hostince v místech zvaných „Na salaši“ či „Salaš“ z výkopu pro obecní vodovod z hloubky cca 1,2 m. Ze základních oxidů výrazně převažuje vysoký obsah SiO_2 (75,7 hm. %). Koncentrace Fe_2O_3 je pouze 6,3 hm. %. Oproti předešlému vzorku je vyšší obsah MnO (5,6 hm. %) a nižší podíl

Tabulka 1. Chemické složení limonitizovaných kvarcitů.

Table 1. Chemical composition of limonitized quartzites.

vzorek	A	B
SiO_2	92,00	93,83
TiO_2	0,18	0,16
Al_2O_3	1,81	1,97
Fe_2O_3	3,22	1,08
FeO	-	-
MnO	0,01	0,01
MgO	0,22	0,27
CaO	0,45	0,40
K_2O	0,19	0,23
Na_2O	0,05	0,04
Li_2O	-	-
S	0,08	0,10
CO_2	0,20	0,10
P_2O_5	0,17	0,20
+ H_2O	0,88	0,98
- H_2O	0,17	0,16
Suma	99,55	99,57

A – Maršov, „Skalky“

B – Maršov, „Bílá skála“

Tabulka 2. Chemické složení limonitizovaných kvarcitů a manganových konkrecí (hlavní oxidy).

Table 2. Chemical composition of limonitized quartzites and manganese concretions (main oxides).

Vzorek č.:	CNT 1324/13		CNT 1325/13		CNT 1326/13	
	hm. %, wt. %	odchylka	hm. %, wt. %	odchylka	hm. %, wt. %	odchylka
SiO ₂	49,70	1,5	75,70	2,3	43,90	1,40
TiO ₂	< 0,002	-	< 0,01	-	< 0,30	-
Al ₂ O ₃	0,94	0,06	2,25	0,14	5,54	0,34
Fe ₂ O ₃	33,90	1,4	6,30	0,3	5,48	0,22
MnO	0,10	0,01	5,60	0,6	26,00	2,60
MgO	< 0,30	-	0,11	0,02	0,55	0,07
CaO	0,78	0,05	0,226	0,014	0,23	0,01
K ₂ O	0,14	0,009	0,41	0,025	1,62	0,10
Na ₂ O	< 1	-	< 1	-	< 1	-
P ₂ O ₅	0,49	0,13	0,83	0,21	0,61	0,16
SO ₃	3,20	0,5	< 0,1	-	0,30	0,09
Ztr, žiháním	7,38	0,45	5,67	0,35	9,47	0,57
Suma	96,63		97,10		93,70	

Ba (18 100 ppm). Množství hlavních alkálií je, podobně jako u předcházejícího vzorku, opět velmi nízké (Na₂O < 1 hm. %, K₂O = 0,41 hm. %). Výrazný je obsah Pb, a to 6 300 ppm a zvýšený je také obsah Cu (1190 ppm), As (910 ppm) a Cr (700 ppm). Nižší je podíl Ni (180 ppm), Co byl zjištěn v koncentraci 170 ppm, Nd 410 ppm a Ce 160 ppm.

Třetí vzorek (č. 1326/13) je manganová konkrece ledvinitého tvaru („psilomelan“) odebraný J od Maršova v polní trati „U příhonu“ v pestrých hlínách pod vrstvou ornice, z průzkumné sondy cca 0,7 m hluboké. V jejím složení převažuje SiO₂ (43,9 hm. %) a MnO (26,0 hm. %). Malé zvýšení oproti předcházejícím dvěma analyzovaným horninám vykazuje Al₂O₃ (5,54 hm. %). Koncentrace Fe₂O₃ v Mn konkreci je pouze 5,48 hm. %. Ze stopových prvků byly zjištěny zejména značně vysoké obsahy Ba (64 150 ppm), dále Zn (2 450 ppm) a Cu (1 390 ppm) a také Nd (1 380 ppm), Ce (330 ppm) a Co (1190 ppm), příp. As (480 ppm), Sr (457 ppm) a Ni (230 ppm). Nepatrný je naopak obsah Pb (37 ppm) a Cr (29 ppm).

7. DISKUSE A ZÁVĚR

„Limonitizované kvarcitty“ s Fe-Mn±Ba-Co zrudněním jsou svými výskyty vázány na okolí tzv. morávního (dřínovského) nasunutí, tj. na regionálně významný tektonický kontakt prekambriického basementu brunovistulika („tišnovských brunid“) a nadložní příkrovové jednotky hornin skupiny Bílého potoka.

Kvarcitty vykazují poměrně malé plošné rozšíření, řádově pouze několik málo km². Jejich výskyt je znám v podobě menších izolovaných bloků v prostoru bývalého kaolinového lomu mezi Lažánkami a Maršovem, nikoliv však již severněji, a pokračuje Lažáneckou plošinou jižním směrem do okolí kóty 482,6 m n. m. („Skalky“). Zde jsou známy výchozy bloků těchto kvarcitů, které dále k jihu pokračují v lesnatém terénu morfoloogicky výraznými hřbety, na svazích s charakterem suťových balvanových proudů, popř. „kamenných moří“. Na J je rozšíření kvarcitických hornin omezeno na S a SZ okolí Šmelcovny až po Lažánecký (Hálův) mlýn. Studované horniny nikde netvoří větší tělesa.

Tabulka 3. Chemické složení limonitizovaných kvarcitů a manganových kongrecí (stopové prvky).
 Table 3. Chemical composition of limonitized quartzites and manganese concretions (trace elements).

Vzorek č.:	CNT 1324/13		CNT 1325/13		CNT 1326/13	
	ppm	odchylka	ppm	odchylka	ppm	odchylka
Ag	12,6	3,8	7,3	2,2	< 5	-
As	310	120	910	360	480	190
Ba	27400	2500	18100	1600	64150	5800
Bi	< 1	-	< 3	-	< 10	-
Br	< 9	-	< 7	-	< 10	-
Cd	116	35	8,2	2,5	65	20
Ce	230	60	160	40	330	90
Cl	1280	390	< 90	-	610	60
Co	< 7	-	170	50	1190	360
Cr	108	22	700	140	146	29
Cs	< 4	-	< 4	-	< 4	-
Cu	260	80	1190	380	1390	450
Ga	< 1	-	< 0,8	-	< 10	-
Ge	< 0,8	-	< 1,2	-	< 10	-
Hg	< 1,6	-	< 1	-	< 20	-
I	59	18	< 1,4	-	75	23
In	19	6	7,4	2,3	22	7
La	< 1,8	-	< 3	-	< 10	-
Mo	< 10	-	30,8	1,3	186	8
Nb	< 7	-	< 6	-	4,4	0,2
Nd	770	230	410	120	1380	420
Ni	470	140	180	50	230	70
Pb	710	180	6300	1600	37	10
Pr	< 2	-	< 3	-	< 12	-
Rb	7,3	0,9	5,7	0,7	57	7
Sb	82	12	32	5	24	4
Se	< 0,2	-	< 0,2	-	< 2,4	-
Sn	34	10	21	6	57	17
Sr	330	10	18,1	0,6	457	14
Ta	< 8	-	< 10	-	< 100	-
Te	40	12	17	5	55	16
Th	13,7	2,1	< 3	-	17,1	2,6
Tl	< 12	-	8,9	2,7	44	13
U	< 1,2	-	< 100	-	34	2,8
V	159	19	< 110	-	< 500	-
W	< 5	-	< 10	-	< 70	-
Y	25,2	2,6	29,6	3	172	17
Zn	2850	540	< 0,8	-	2450	470
Zr	15,3	0,8	49,4	2,5	105	5

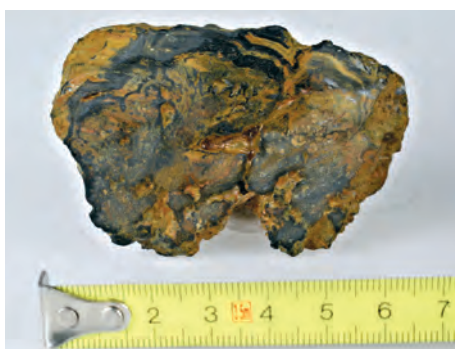
Vzájemné vztahy limonitizovaných kvarcitů k jejich okolí nejsou příliš jasné. Z archívní dokumentace průzkumných prací na Mn±Co rudy v lokalitách „Na salaši“, „Habří“ a „Bílá skála“ vyplývá, že jsou uloženy na zvětřalém krystaliniku, tvořeném kataklazovanými až mylonitizovanými rulami deblínské skupiny a chlorit-sericitovými fylity s vložkami kvarcitů a metabazitů skupiny Bílého potoka. V nadloží zvětřalého krystalinika, které je v hloubce cca 15–20 m, se nacházejí reziduální, ve vyšších polohách přeplavené okolní horniny krystalinika s pestrými jíly, svahovými hlínami, redeponovaným kaolinem, polohami limonitizovaných kvarcitů, spraší, sprašových hlín, úlomků oxidických Fe rud a několika samostatnými horizonty s oxidickými Mn rudami zemitého charakteru (pyroluzit, „wad“, „psilomelan“). Nikde v terénu však strukturně tektonický vztah kvarcitickeých hornin k podloží není přímo zřetelný. Stejná situace existuje i v případě nadložních hornin. V nepřímém nadloží byly zjištěny terciérní sedimenty (stáří otnang) s málo mocnými slojemi lignitu u bývalého kaolinového ložiska (SMETANA 1924) a v ornici v okolí kóty 482,6 m n. m. („Skalky“). Lokálně jsou nahromaděny i černé manganové konkrce (obr. 16 a 17).

Důležitá je přítomnost barytových žil ve studovaných horninách. Baryt je v prostoru J od Maršova, v okolí Šmelcovny a S od Javůrku často zastoupen v podobě barytových, křemen-barytových, popř. fluorit-barytových žil s Ag-Pb-Zn-Cu ± As ± Sb mineralizací. Mineralizace je žilného, většinou však vtroušeninového charakteru a nepravidelné distribuce, vázaná prostorově rovněž převážně na kontakt hornin prekambričského basementu tišnovských brunid a hornin skupiny Bílého potoka. Tato tektonická zóna se jeví jako pravděpodobně místo přínosu hydrotermálních roztoků s pestrou sulfidickou mineralizací. Barytové, popř. křemen-barytové žíly jsou vázány i na jiné okolní horniny. Pro alespoň relativní stratigrafické zařazení limonitizovaných kvarcitů, ve kterých se barytové žíly a křemen-barytové brekcie objevují, je zásadní existence barytových žil a žilníků s lokálním zrudněním formace Ag-Pb-Zn v prokazatelně devonských metakarbonátových horninách lažánecko-heroltického pruhu v okolí Lažánek, Šmelcovny, „Stříbrné zmoly“ a u Lažáneckého (Hálova) mlýna. Charakter barytu je ve všech horninách, které infiltruje, shodný nebo velmi podobný. Je téměř vždy hrubě až velmi hrubě zrnitý, bílý až žlutobílý nebo šedobílý, masivní či tvořící vějířovité agregáty, vzácněji krystaly listovitého habitu. Za předpokladu přibližně stejného stáří barytového zrudnění by pak mohla být barytová mineralizace v limonitizovaných kvarcitech podevonského stáří. Za zmínku stojí absence jakékoliv sulfidické rudní mineralizace v barytových žilách prorážejících limonitizované kvarcicity



Obr. 16. Manganová konkrce (les „Habří“ JV od Maršova). Foto M. Patočka, 2013.

Fig. 16. Manganese-rich concretion (forest „Habří“ SE from Maršov). Photo M. Patočka 2013.



Obr. 17. Koncentrická stavba Mn±Co konkrce (pole „U příhonu“ JZ od Maršova). Foto M. Patočka 2013.

Fig. 17. Concentric structures of manganese concretion („U příhonu“ field, SW from Maršov). Photo M. Patočka.

a ani v klastech barytu v baryt-křemenných, popř. baryt-kvarcitových brekciích se nepodařilo najít ani indicie rudních minerálů. Vysvětlení, proč v okolních horninách existují barytové žíly s rudní mineralizací a v limonitizovaných kvarcitech chybí, není jednoznačné. Jednou z možností by byla některá z mladších fází přínosů hydrotermálních roztoků iniciovaných povariskou tektonickou činností. Barytová mineralizace bez doprovodných sulfidů může být produktem změn redoxních podmínek v horninovém prostředí. Baryt je v silně redukčních podmínkách nestabilní. Redukcí klastického barytu mohou být produkovány roztoky s vysokými koncentracemi Ba. Při následné oxidaci těchto roztoků nebo při mísení s roztoky s obsahem rozpuštěných sulfátů dochází následně k precipitaci barytu. Není proto vyloučeno, že baryt, Fe-oxohydroxidy a Mn oxidy mohou vznikat stejným mechanismem. Nelze ani zcela vyloučit vliv až mesozoické, popř. terciární alpské tektogeneze (DOLNÍČEK 2004).

Výsledky rentgenofluorescenčních analýz byly již popsány v kapitole 6. Mangan je v limonitizovaných kvarcitech a Mn ± Co konkracích přítomen ve formě oxidických minerálních fází. Obsah MnO v kvarcitech dosahuje až 5,6 hm. %, v konkracích dokonce až 26,0 hm. %. Obsah Co je obdobný a ani v kvarcitech, ani v konkracích nepřevyšuje 200 ppm.

Studiem leštěných výbrusů a nábrusů pomocí elektronové mikroskopie a mikroanalýzy byla zjištěna velmi nápadná podobnost mikrostruktur limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn ± Ba-Co mineralizací a Mn-konkrací. Všechny studované vzorky jsou složeny ze zrn křemene automorfně až xenomorfně omezených, často se zřetelnou zonálností. Křemen se jako hlavní a dominantní minerál se vyskytuje nejméně ve dvou generačních stádiích. V základní hmotě má většinou xenomorfní omezení. V dutinách a žilkách tvoří automorfně omezené krystaly. Makroskopicky lze na puklinách a v dutinách kvarcitů často pozorovat dokonale vyvinuté, čiré, mléčně bílé, světle žluté, vzácněji bledě fialové povlaky křemene. Intergranulární prostory v hornině jsou vyplněny Fe-oxohydroxidy a oxidickými minerály Mn. Fe oxohydroxidy vyplňují nejen volné prostory, ale i žilky a mikrotrhliny v křemenu. Jak ukázaly výsledky RTG práškové difrakční analýzy má s velkou pravděpodobností z Fe oxohydroxidů dominantní zastoupení goethit, jež má ve studovaných horninách barvicí funkci. Z dalších minerálů byl zjištěn muskovit. Je pravděpodobně metamorfního původu. Nelze však vyloučit ani jeho vznik rekrystalizací jílových minerálů nebo hydrotermálním rozkladem silikátů. Velmi často je také přítomen baryt, a to zejména v baryt-křemenných brekciích, kde vytváří sloupečkovité až tabulkovité agregáty nebo hypautomorfní zrna v křemenné základní hmotě. Zajímavý je také sekundární baryt II (hemisférické agregáty barytu na oxidech Mn) na povrchu oxidických Mn minerálů, zejména Pb-hollanditu.

Významnou součástí limonitizovaných kvarcitů, popř. Mn ± Co konkrací jsou oxidické minerály manganu ze skupiny kryptomelanu. Mimo hollandit, kryptomelan a jejich přechodné členy byl v několika vzorcích pomocí elektronové mikroskopie a mikroanalýzy identifikován coronadit, v oblasti výskytu Mn rud od Maršova se jedná o dosud nepopsaný minerál. Podstatným faktem je, že Mn-Fe oxidické minerální fáze mají v limonitizovaných kvarcitech i Mn ± Co konkracích funkci tmele starších křemenných jedinců, popř. také muskovitu.

Otevřena zůstává otázka primárního zdroje původně zřejmě klastických sedimentů a jejich následné silicifikace. Klastický materiál jako protolit dnešních limonitizovaných kvarcitů by mohl pocházet z bezprostředního okolí dnešních výskytů. Nelze vyloučit devonské stáří protolitu studovaných hornin (srov. SKÁCEL 1954, SVOBODA 1970). Proces silicifikace je možno geneticky spojit s procesem kaolinizace. Poměrně hluboký dosah kaolinizace kataklazovaných až mylonitizovaných svrateckých rul deblínské skupiny tišnovských brunid, jež zde zasahuje do hloubky více jak 110 m, lze spatřovat nejen ve vhodných klimatických podmínkách, ve kterých probíhají allitické, popř. lateritické procesy, ale i v příhodných tektonických podmínkách na kontaktu s horninami morávniho pří-

kovu skupiny Bílého potoka. Tak je možno vysvětlit, proč je hloubka kaolinizace rul lokální a jinde se neobjevuje, ačkoliv jsou horniny petrograficky téměř totožné. Analogii této teorii se zdají být např. výskyty kaolinu na Znojemsku a jejich vazba na křehkou tektoniku (KUŽVART *et al.* 1983). Při kaolinizaci se nesporně uvolnilo značné množství křemíku v takové formě, která byla schopna migrace do prostoru dnešních výskytlů. Spolu s křemíkem migrovaly další prvky, zejména železo a mangan. Jako zdroj Fe a Mn nelze vyloučit ani chlorit-sericitové fylity skupiny Bílého potoka. Jejich význam jako zdroj železa ve formě oxidických Fe rud těžných v bezprostředním okolí bývalého kaolinového lomu a kóty 482,6 m n. m. („Skalky“) byl značný, což dokládají četné dolové míry v tomto prostoru a těžba probíhající až do roku 1899 (ŠTREJN 1962). Procesy silicifikace, kaolinizace, limonitizace, popř. hematitizace jsou nepochybně poměrně mladé alterace mezozoického nebo terciárního stáří, ale konkrétní mechanismus migrace Si, Fe, Co, Mn a Ba nebyl v této práci studován. Pro genetické závěry studia limonitizovaných kvarcitů s Fe-Mn ± Ba-Co mineralizací a Mn-konkrecí je považujeme na základě provedených terénních a laboratorních výzkumů za prakticky totožné, s projevy stejné mineralizace, ale v poněkud odlišných podmínkách.

8. PODĚKOVÁNÍ

Rádi bychom poděkovali Dr. Ing. Daliboru Matýskovi a Ing. Martinovi Vavro, Ph.D. za kritické pročtení rukopisu a relevantní připomínky, jež pomohly upřesnit některé poznatky. Dr. Ing. Daliboru Matýskovi a Mgr. Radku Škodovi, Ph.D. patří díky za provedení elektronových mikroanalýz a RTG identifikaci vybraných minerálních fází. Naše poděkování patří i doc. Ing. Vladimíru Tomáškoví, CSc. za provedení XRFS analýz studovaných vzorků. Za poskytnutí archivních materiálů z Geofondu jsme vděční Mgr. Lukáši Vondrovicovi, Ph.D. Za konzultace dílčích problémů patří naše poděkování RNDr. Stanislavu Houzarovi, Ph.D., Ing. Danu Holeczymu, Ing. Antonínu Hájkovi, CSc. a Ing. Romaně Jelínkové, Ph.D. Za podíl na kolektorské činnosti při terénní rekognoskaci děkujeme Jiřímu Perkovi.

9. LITERATURA

- ANTHONY, J. W., BIDEAUX, R. KENNETH, A., BLADH, W., NICHOLS, M. C. 1997: Handbook of Mineralogy, Vol. 3 - Halides, Hydroxides, Oxides. - Mineralogical Society of America, Chantilly, USA, 628 p.
- BATÍK, P., 2004: The contact between the Variscan and Cadomian blocks in the Svatka Dome (Bohemian Massif, Czech Republic). - *Bull. Geoscience*, 79, 4, 243-250.
- BERNARD, J. H., POUBA, Z., 1986: Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masivu. - *Ústř. úst. geol.*, 320 p.
- BIAGIONI, C., CAPALBO, C., PASERO, M., 2013: Nomenclature tunings in the hollandite supergroup. - *Eur. J. Mineral.*, 25, 1, 85-90.
- BOSÁK, P., 1980: Sedimentologie devonu tišnovských brunid a brněnské jednotky s.s. na Tišnovsku. - MU, Přírod. fak. UK, Praha, 17p.
- BOSÁK, P., 1983: Palinspastická rekonstrukce sedimentačního prostoru devonu tišnovských brunid. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 58, 341-346.
- ČEŠKOVÁ, L., 1978: Metalogenetická charakteristika některých jednotek při východním okraji Českého masivu. - *Folia Univ. J. E. Purkyně v Brně*, 19, 3, 7-99.
- ČEŠKOVÁ, L., OREL, P., 1971: Polymetalické zrudnění žilně metasomatického typu u Heroltic. - *Sbor. geol. věd., řada G*, 14, 41-63.
- DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K., 1995: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. - Springer Verlag Berlin-Heidelberg, 604 p.
- D'ELVERT, CH., 1866: Zur Geschichte des Bergbaues und Hüttenwesens in Mähren und Oest. Schlesien. - *Schriften der stat.-hist. Section der mähr.-schles. Gesellschaft*, Bd. 15, Brünn, 438 p.

- DOLNÍČEK, Z., 2004: Mineralogie a podmínky vzniku hydrotermálních mineralizací centrální části svratecké klenby moravika. - *MS*, rigorózní práce, PřF UP Olomouc.
- DYBA, I., 1984: Geologie a paleontologie heroltické-lažánecké zóny. - *MS*, diplomová práce, Katedra geologie a paleontologie, Přírod. fak. UJEP, Brno, 11-22.
- EICHLER, K., 1891: Paměti panství veverského. - Nakladem vlastním, Brno, 536 p.
- EXNAR, P., DOUBEK, Z., 1998: Hollandit a kryptomelan z oblasti Lažánek a Maršova u Tišnova. - *Bull. min.-petr. Odd. NM v Praze*, 6, 1765-177.
- FRIÁKOVÁ, O. *et al.* 1974: Geologické exkurze do okolí Brna. - Krajský pedagogický ústav, Brno, 182-195.
- FRIÁKOVÁ, O., REJL, L., 1971: Geologická exkurze do okolí Lažánek a Javůrku. - Krajský pedagogický ústav, Brno, 1-10.
- HERINK, V., 1954: Geochemický výzkum manganových rud ložiska Maršov u Vev. Bitýšky Spektrální kvantitativní stanovení Co a V. - *MS*, Diplomová práce, Praha, 82 p.
- HOUZAR, S., KOCOURKOVÁ, E., HRAZDIL, V., TOMAN, J., CEMPIŘEK, J., 2012: Topografie historického dolování a rudní mineralizace v oblasti Bílého potoka, západní Morava. - *Acta Mus. Morav., Sci. geol.*, 97, 3-45.
- CHÁB, J., BREITER, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJIC, J., ZAPLETAL, J., 2008: Stručná geologie zakladu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. - Česká geologická služba, Praha. 284 stran.
- JANEČKA, J., 1956: Závěrečná zpráva o geologickém průzkumu na ložisku Mn±Co rudy Maršov. - *MS*, P008011, Geofond Praha, 85 p.
- JANEČKA, J., VRABKA, F., 1951: Zpráva o výskytu Mn-konkrecí na katastru obce Maršov, okres Tišnov. - *MS*, Geofond, 28 p.
- JAROŠ, J., 1991: Postavení a tektonický styl brunovistulika v jádře svratecké klenby. - *Acta Univ. Carol., Geol., Kettner Vol.*, 3-4, 225-238.
- JAROŠ, J., MÍSAŘ, Z., 1968: Stratigrafické postavení vápenců na Tišnovsku. - *Věst. Ústř. úst. geol.*, 43, 9-17.
- JAROŠ, J., MÍSAŘ, Z., 1974: Deckenbau der Svatka Kupel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmischem Masse. - *Sbor. geol. Věd*, 26, 69-82 p.
- JAROŠ, J., MÍSAŘ, Z., 1976: Nomenklatura tektonických a litostratigrafických jednotek svratecké klenby moravika. - *Věst. Ústř. úst. geol.*, 51, Praha, 113-122.
- KACHLÍK, V., 1989: A contribution to the tectono-magmatic history of the Moravian unit in the core of the Svatka Dome. - *Krystalinikum*, 20, 49-64.
- KREJČÍR, M., ŠTŘEJN, Z., 1962: Topografie dolování na Brněnsku koncem 18. století. - *Sbor. Matice moravské*, 81, 220-231.
- KUBALÍKOVÁ, L., 2005: Geomorfologické poměry Deblinské vrchoviny. - *MS*, Diplomová práce, Přírod. fak., Geografický úst., Brno, 83 p.
- KUČERA, K., 1980: Železářství mezi Velkou Bíteší a Veverskou Bitýškou. - Technické muzeum v Brně, 112 p.
- KUŽVART, M. *et al.* 1983: Ložiska nerudních surovin ČSR, UK, Praha, 521 p.
- LEICHMANN, J., KAPINUS, A., PIVNÍČKA, L., WEBER, R., 2006: Želetice group: Very low-grade Palaeozoic sequence at the base of Moravicum, Czech Republic. - *J. Czech geol. Soc.*, 51, 3-4, 189-199.
- MALÝ, K., 2000: Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve svratecké klenbě moravika. - *MS*, Katedra mineralogie, petrografie a geochemie Přírod. Fak. MU, Brno, 97 p.
- MÁTL, V., 1962: Domašov-Javůrek-Maršov, vyhledávací průzkum Pb-Zn-Cu rud (1961-1962). - *MS*, P014995, Geofond Praha, 21 p.
- MÁTL, V., 1974: Metalogeneze moravika. - *Sborník Geol. průzkumu*, Ostrava, 7, 41-51.
- MEJZLIK, Z., 1970: Přírodovědné vycházky do okolí Brna. - Krajský pedagogický ústav, Brno, 4-12 p.
- MEJZLIK, Z., 1988: Geologické poměry okresu Brno-venkov. - Okresní pedagogické středisko Brno-venkov, Brno, 12-16 p., 39-40.
- MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J., 1983: Geologie ČSSR I - Český masív. SPN Praha, 336p.
- PATOČKA, M., 1999: Silicifikované horniny západně od Veverské Bitýšky. - *MS*, Diplomová práce, Katedra mineralogie, petrografie a geochemie Přírod. Fak. MU Brno, 102p.
- POJST, J. E. VON DREELE, R. B., BUSECK, P. R., 1982: Symmetry and cation displacements in hollandites: structure refinements of hollandite, cryptomelane and priderite. *Acta Crystallographica* B38, 1056-1065.
- POLÁK, A., 1950: Ložiska železných rud mezi Veverskou Bitýškou a Velkou Bíteší. - *MS*, P 3280, Geofond Praha.
- PRELÍK, K., 1926: Das Nordende der Thayakuppel. - *St. Geol. úst.*, 6, Praha, 373-399.
- SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAN, A., MELKA, R., LARDEAUX, J. M., URBAN, M., LOBKOWITZ, M., 1991: Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - *Geol. Edech.*, 80, 1, 73-92.
- SKÁCEL, J., 1951: Rudní ložiska ve vnitřních fylitech jižně od Tišnova. - *MS*, P016077, Geofond, Praha, 21 p.
- SKÁCEL, J., 1953: Geologické poměry v jižní části svratecké klenby. - *Čas. Morav. mus. v Brně*, 38, 71-86.

- SMETANA, V., 1924: O kaolinu a uhlonosném miocénu se sladkovodní zvířenou od Lažánek poblíže Veverské Bítýšky na Moravě. - *Sbor. Stát. geol. ústavu*, 4, 289-301.
- SVOBODA, O., 1970: Geologie západní části okresu Brno-venkov. - Okresní pedagogické středisko Brno-venkov, Brno, 14-20.
- SVOBODA, J. F., PRANTL, F., 1951: Příspěvek ke statigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku. Sbor. Ústř. úst. geol., věnovaný k šedesátinám R. Kettnera, Praha, 317-328 p.
- ŠÍPEK, M., 1953: Maršov - petrografický a mineralogický rozbor. - *MS, Geofond*, 9 p.
- ŠTREJN, Z., 1962: Příspěvek k historii dolování železných rud v lažáneckém revíru. - *MS, Geofond*, Kutná Hora, 26 p.
- VERMOUZEK, R., 1987: Kde stávaly heroltické hamry. - *Technické muzeum*, Brno, s. 196-207.
- VRABKA, F., 1952: Genetické poměry na Mn±Co ložisku v Maršově. - *MS, Geofond*, 4 p.
- WOLF, H., 1869: Über die Eisenvorkommen in südwestlichen Theile von Mähren zwischen Brünn, Iglau und Znaim. - *Verh. Der k-k. geol. Reichsanstalt*, 6, 106-112.
- ZAPLETAL, K., 1931: Postavení země moravskoslezské ve Variscidách a Alpidách. - *Sbor. Přírod. Společ.*, 6, 257-292.
- ZAPLETAL, K., 1933: Vznik a vývoj Tišnovsku, Vlastivěda Tišnovska, část I. - Nákladem Budče, Tišnov, 5-44.