

MASARYKOVA UNIVERZITA
Přírodovědecká fakulta



Jiří Prokop

**Hypogenní a supergenní alterace biotitu z různých horninových
prostředí brněnského masivu**

Diplomová práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Zdeněk Losos, CSc.

Brno 2010

© 2010

Jiří Prokop

Všechna práva vyhrazena

Jméno a příjmení autora:	Jiří Prokop
Název bakalářské práce:	Hypogenní a supergenní alterace biotitu z různých horninových prostředí brněnského masivu
Název v angličtině:	Hypogeneous and supergeneous alterations of the biotite group minerals from different rocks of the Brno Massif
Studijní obor:	Geologie
Studijní program:	Geologie
Vedoucí bakalářské práce:	doc. RNDr. Zdeněk Losos, CSc.
Rok obhajoby:	2010

Anotace v češtině

V první části diplomové práce byla sestavena rešerše o minerálech skupiny biotitu a procesech jejich přeměn.

Dále byly studovány jak běžné tak sloupečkovité krystaly biotitu z granodioritů brněnského masivu makroskopicky, mikrosondou a RTG-difrakcí. Krystaly obsahují mikroskopické vrostlice albitu, K-živce, titanitu, apatitu a vzácně zirkonu a magnetitu.

Biotity nevykazují známky výrazné texturní přeměny, avšak jejich chemické složení je výrazně pozměněno. Rovněž RTG-prášková difrakce odhalila pokročilá stadia přeměny.

Bylo identifikováno pět různých způsobů alterace biotitu. Mezi nejčastější produkty přeměny patří smíšená struktura biotit/chloritu a biotit/vermikulitu.

Anotace v angličtině

The topic of the first part of my diploma thesis was to make a background research about biotite mineral group and its alteration processes.

Both common and column biotite crystals from granodioritic rocks of the Brno Massif have been studied by means of macroscopic explorations, electron microprobe analyses and X-ray diffraction. The crystals were found to contain microscopic inclusions of albite, K-feldspar, titanite, apatite and rare zircon and magnetite.

Generally, the biotites exhibit texturally magmatic features, whereas they chemically have a deficient element occupancy. The X-ray powder diffraction also suggests considerable alteration.

Five different alterations paths have been distinguished. The most common alteration products are mixed layers structures of biotite/chlorite and biotite/vermiculite.

Klíčová slova v češtině:

biotit, přeměna, zvětrávání, brněnský masiv, smíšené struktury, chlorit, vermikulit

Klíčová slova v angličtině:

biotite, alteration, weathering, Brno Massif, mixed layers, chlorite, vermiculite



Masarykova univerzita

Přírodovědecká fakulta



ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Student : Jiří Prokop

Studijní program : Geologie

Studijní obor : Geologie

Ředitel Ústavu geologických věd PřF MU Vám ve smyslu Studijního a zkušebního řádu MU určuje diplomovou práci s tématem:

Hypogenní a supergenní alterace biotitu z různých horninových prostředí brněnského masivu

Hypogeneous and supergeneous alterations of the biotite group minerals from different rocks of the Brno massif

Zásady pro vypracování:

Diplomová práce bude zaměřena na studium hypogenních a supergenních alterací biotitu z hornin brněnského masivu (BM). Literární rešerše z moderní tuzemské i zahraniční literatury se zaměřením na mineralogii skupiny biotitu a především na typy hypogenní a supergenní přeměny těchto minerálů. V druhé části rešerše budou přehledně shrnuty dosavadní znalosti o přeměnách biotitu v brněnském masivu. Budou vytipovány lokality v BM s alterovanými biotity různého horninového prostředí (Brno-Líšeň - sloupečkovité krystaly v granodioritu, Brno-Kamechy - alterované granodiority, biotity metabazitové zóny,.....), odebrány vzorky a provedena fotodokumentace. Student prostuduje soubor vzorků biotitu makroskopicky a ve výbrusech. Bude sledovat a fotograficky zdokumentuje procesy přeměny biotitu. Popis alterací biotitu doplní bodovými analýzami fází na mikrosondě a BSE-fotkami. Analýzy homogenních fází přepočte na empirické vzorce. Ve vhodných případech budou alterace sledovány RTG-difrakční analýzou. V diskusi budou získané poznatky konfrontovány s literaturou a porovnány alterace biotitů z různých typů hornin BM. V závěru diplomové práce shrne výsledky vlastní práce.

Doporučená literatura

Deer, W. A. - Howie, R. A. - Zussman, J. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd ed. Essex : Longman, 1996. xvi, 696 s. ISBN 0-582-30104-0. Fleet, M. E. *Rock-forming minerals*. micas. 2nd ed. London : Geological Society, 2003. xx, 758 s. ISBN 1862391424. Bailey, S.W. Editor. *Micas*. 2. vyd. Blacksburg, Virginia : Dept. of geological Sciences, Virginia Polytechnic Institute, 1987. 584 s. *Reviews in Mineralogy*. ISBN 0-939950-17-0.

Vedoucí diplomové práce : doc. RNDr. Zdeněk Losos, CSc.

Datum zadání diplomové práce : 31. října 2008

Datum odevzdání diplomové práce : 30. dubna 2010

V Brně dne 31.10.2008

doc. RNDr. Jaromír Leichmann, Dr.rer.nat
ředitel Ústavu geologických věd PřF MU

MASARYKOVA UNIVERZITA
Přírodovědecká fakulta
602 00 Brno
ÚSTAV GEOLGICKÝCH VĚD
Kotlářská 2, 601 37 Brno

Zadání diplomové práce převzal dne:

Podpis studenta

17.2.2010

Jiří Prokop

Prohlašuji, že tuto práci jsem vypracoval samostatně pod vedením doc. RNDr. Zdeňka Losose, CSc. Veškerou literaturu a ostatní prameny, z nichž jsem při přípravě práce čerpal, řádně cituji a uvádím v seznamu použité literatury.

Souhlasím se zapůjčováním práce v knihovně PřF MU.

V Brně dne 30. dubna 2010

.....
Jiří Prokop

PODĚKOVÁNÍ

Rád bych poděkoval vedoucímu diplomové práce doc. RNDr. Z. Lososovi, CSc. za jeho trpělivost a také čas strávený při konzultacích v průběhu psaní této práce. Dále chci poděkovat J. Povolnému za zhotovení výbrusů, P. Gadasovi za analytické práce na mikrosondě a V. Vávrovi za načtení RTG-záznamů a poskytnuté konzultace.

OBSAH

1	ÚVOD.....	8
2	DOSAVADNÍ VÝSLEDKY VÝZKUMU SLÍD, SE ZAMĚŘENÍM NA MINERÁLY SKUPINY BIOTITU.....	9
2.1	SKUPINA BIOTITU.....	9
2.2	STRUKTURA BIOTITU.....	10
2.3	POLYTYPISMUS BIOTITŮ.....	11
2.4	CHEMISMUS BIOTITŮ.....	12
3	HLAVNÍ PRODUKTY ALTERACE BIOTITU.....	14
3.1	MINERÁLY SKUPINY CHLORITŮ.....	14
3.2	MINERÁLY SKUPINY VERMIKULITŮ.....	14
3.3	MINERÁLY SKUPINY SMEKTITŮ.....	15
3.4	MINERÁLY SKUPINY SERPENTINU-KAOLINITU.....	15
3.5	SMÍŠENÉ STRUKTURY.....	15
4	HYPOGENNÍ PŘEMĚNY	17
5	SUPERGENNÍ PŘEMĚNY.....	19
5.1	FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ ZVĚTRÁVÁNÍ BIOTITU.....	19
5.2	SEKVENCE ZVĚTRÁVÁNÍ BIOTITU	22
5.3	HLAVNÍ PRODUKTY ZVĚTRÁVÁNÍ BIOTITŮ	23
6	BRNĚNSKÝ MASIV	26
6.1	GEOLOGIE BRNĚNSKÉHO MASIVU	26
6.2	ZÁPADNÍ GRANITOIDNÍ ČÁST	26
6.3	VÝCHODNÍ GRANITOIDNÍ ČÁST	27
6.4	METABAZITOVÁ ZÓNA	27
7	METODIKA VÝZKUMU	28
8	VLASTNÍ POZNATKY	29
8.1	CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÝCH LOKALIT S OHLEDEM NA HORNINOVÉ TYPY	29
8.1.1	<i>Granodiorit typu Veverská Bítýška.....</i>	<i>29</i>
8.1.2	<i>Granodiorit typu Blansko</i>	<i>30</i>
8.1.3	<i>Granodiorit typu Královo Pole.....</i>	<i>30</i>
8.2	MIKROSKOPIE BIOTITU.....	33
8.3	UZAVŘENINY V BIOTITU	35
8.4	DISTRIBUCE JEDNOTLIVÝCH PRVKŮ V ALTEROVANÝCH BIOTITECH	38
8.5	RTG-DIFRAKCE	42
9	DISKUZE	43
9.1	PRŮBĚH ALTERACE BIOTITU NA JEDNOTLIVÝCH LOKALITÁCH	44
9.2	SHRNUTÍ JEDNOTLIVÝCH TYPŮ PŘEMĚN S OHLEDEM NA VÝZNAMNÉ SUBSTITUCE PRVKŮ	48
10	ZÁVĚR.....	51
	POUŽITÁ LITERATURA A ZDROJE	52
	PŘÍLOHY	56

1 ÚVOD

Diplomová práce na téma „Hypogenní a supergenní alterace biotitu z různých horninových prostředí brněnského masivu“ mi byla zadána Ústavem geologických věd Masarykovy univerzity v Brně dne 31. října 2008.

Úkolem rešeršní části práce bylo shromáždit dosavadní znalosti o minerálech skupiny biotitu se zaměřením na typy jejich hypogenní a supergenní přeměny. Dále byly stručně shrnuty znalosti o geologii brněnského masivu.

Dalším úkolem bylo porovnat dosavadní výsledky studia přeměn minerálů skupiny biotitu s výsledky podrobného studia odebraných vzorků biotitu z vybraných hornin brněnského masivu.

Druhá část práce tak shrnuje stručnou charakteristikou lokalit a horninového prostředí, z nichž byly biotity studovány. V rámci laboratorní části byly vzorky zkoumány mikroskopicky, dále byly podrobeny analýze na mikrosondě a RTG práškové difrakci.

U přeměněných vzorků biotitu byly popsány procesy vedoucí k jejich alteraci. Byla provedena identifikace nově vzniklých fází a porovnání alterovaných biotitů různé morfologie z jednotlivých horninových typů brněnského masivu.

Výsledky jsou diskutovány a konfrontovány s publikovanými údaji a shrnuty v závěru diplomové práce.

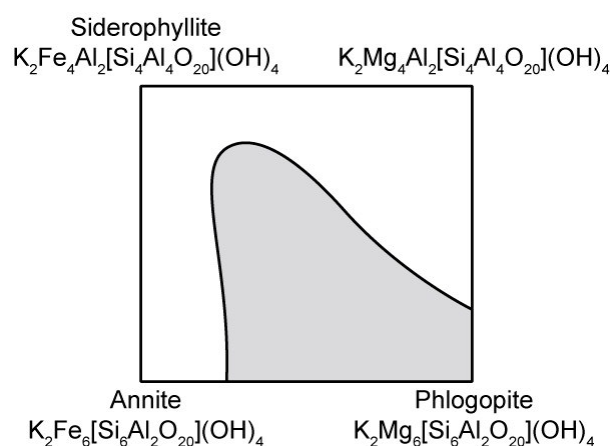
2 DOSAVADNÍ VÝSLEDKY VÝZKUMU SLÍD, SE ZAMĚŘENÍM NA MINERÁLY SKUPINY BIOTITU

2.1 Skupina biotitu

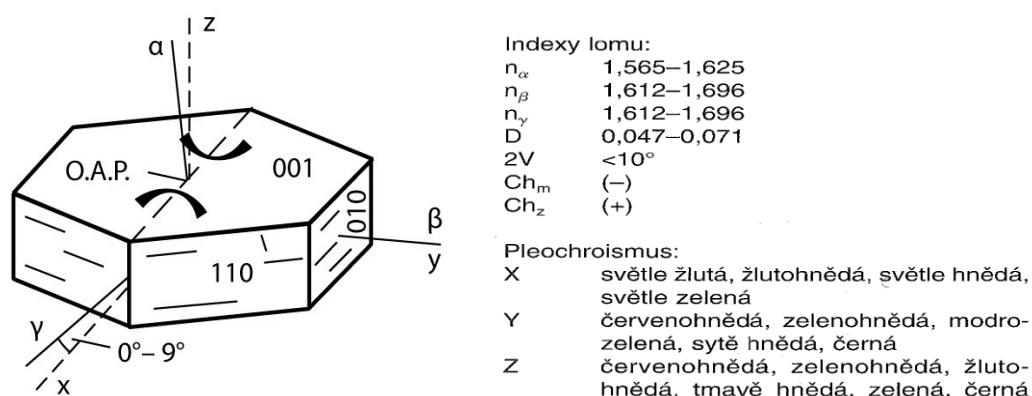
Slídkové minerály se řadí mezi fylosilikáty a jako celek vykazují značné rozdíly v chemických a fyzikálních vlastnostech, avšak společným znakem všech těchto minerálů je jejich pseudohexagonální tabulkovitý tvar krystalu a dokonalá štěpnost podle báze (001), což je způsobeno jejich vrstevnou atomovou strukturou (Deer et al., 1996). Skupina slíd je složena z 41 minerálních druhů (Rieder et al., 1998) a jejími nejznámějšími zástupci jsou muskovit a biotit, které se navzájem liší strukturou, složením a nomenklaturním zařazením. Zatímco muskovit je dioktaedrická slída, která je řazena mezi felzické aluminosilikáty, biotit je označován jako mafická, Fe-Mg trioktaedrická slída. Složení biotitu vykazuje podobnost s olivíny, pyroxeny a amfiboly.

První souhrnnou studii o skupině slíd vypracoval Tschermak (1878). Během dalšího výzkumu se měnily názory na složení slíd a jejich strukturu. Deer et al. (1962) definoval biotit jako železnatou trioktaedrickou slídu lišící se od flogopitu poměrem Mg : Fe, který je u biotitu nižší než 2 : 1. Tato definice byla rozšířena v Riederově klasifikaci (1998), kde byl flogopit rozlišen jako minerální druh v rámci minerálů skupiny biotitu. Rieder et al. (1998) klasifikoval minerály skupiny biotitu jako trioktaedrické slídy, jejichž složení odpovídá a nebo kolísá mezi složením jednotlivých koncových členů tj. flogopitu $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, annitu $\text{KFe}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, eastonitu $(\text{KMg}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2)$ a siderofylitu $(\text{KFe}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2)$ viz. obr. 1. Biotit je rovněž charakterizován jako tmavá trioktaedrická slída bez významnějšího obsahu Li. Lithné trioktaedrické tmavé slídy (cinvaldit) a lithné trioktaedrické světlé slídy (lepidolit) tvoří samostatné minerální skupiny (Fleet, 2003).

Biotit byl pojmenován dle francouzského fyzika a přírodovědce Jeana Baptisty Biota. Flogopit pochází z řeckého slova *phlogopos* – ohnivý. Annit je nazván dle lokality (Cape Ann, Maine), právě tak jako eastonit (lom Williams, Easton, Pennsylvánie). Název siderofylit pochází z řečtiny a jedná se o spojení slov „železo“ a „list“ (s ohledem na jeho složení a slídkový charakter).



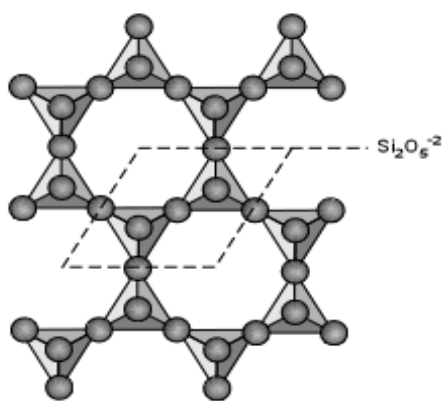
Obr. 1: Klasifikační diagram skupiny biotitu s vyznačením koncových členů a oblastí jejich běžného chemismu, (Deer et al., 1996).



Obr. 2: Optické vlastnosti biotitu, (Deer et al., 1996).

2.2 Struktura biotitu

Biotit patří mezi fylosilikáty trojvrstevního typu (tj. vrstevního typu 2 : 1). Vrstvy typu 2 : 1 (nebo také T-O-T vrstvy) představují spojení dvou tetraedrických a jedné oktaedrické vrstvy. Tetraedrické vrstvy jsou dvojrozměrně periodické a jsou složeny z tetraedrů SiO_4 . Čtyři kyslíkové anionty tvoří vrcholy tetraedrů, v jejichž centru se nachází kationty Si nebo Al (kationty Al mohou obsadit maximálně 1/2 tetraedrů). Tři kyslíkové anionty jsou sdíleny okolními tetraedry, čímž dochází k propojení do nekonečných rovinných sítí. Čtvrtý kyslíkový aniont směřuje kolmo nad rovinu sítě a je sdílen oktaedrem oktaedrické vrstvy. V ideálním případě má tato síť hexagonální symetrii. Základní motiv tvoří jednotku $(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}$ (obr. 3).



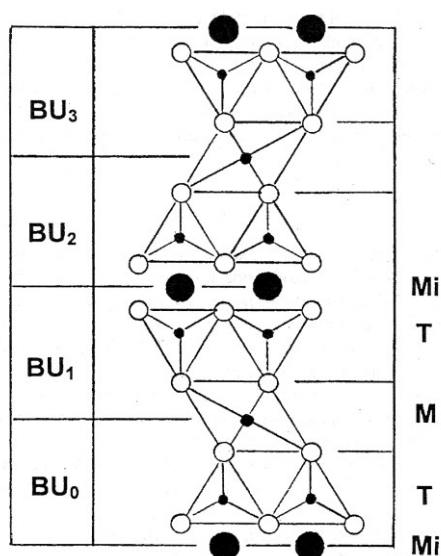
Obr. 3: Základní motiv rovinných sítí tetraedrů SiO_4 , (<http://www.tulane.edu>).

Oktaedry, které jsou spojeny do oktaedrické vrstvy, spolu sdílejí vrcholy a polovinu hran a jsou tvořeny šesti anionty (O, OH). Tři anionty kyslíku (nebo hydroxyly) tvoří spodní vrstvu a tři anionty tvoří horní vrstvu. V centrech oktaedrů se nachází oktaedrické kationty Mg, Fe popř. Al. V biotitu jsou strukturní pozice v oktaedrické síti obsazovány ionty Mg^{2+} a Fe^{2+} tak, že dochází k obsazení všech oktaedrických pozic. T-O-T vrstvy, které leží kolmo nad krystalografickou osou c, jsou propojeny nehydratovanými mezivrstevními kationty (nejčastěji K). Takto uspořádaná stavební buňka je charakteristickým znakem biotitové struktury (viz. příloha č. 1).

2.3 Polytypismus biotitů

Způsoby spojení tetraedrické a oktaedrické vrstvy popsané v kapitole 2.2 vytvářejí předpoklady pro klad jednotlivých sítí (vrstev) na sebe a to ve směru kolmém na rovinu sítě. Tyto sítě však mohou být vůči sobě různě orientované či posunuté, což vede ke tvorbě polytypních struktur. Základní vlastností polytypní stuktury je to, že poloha jedné stavební jednotky (atomové roviny, sítě, vrstvy) neurčuje jednoznačně polohu, či orientaci jednotky následující (Weiss a Kužvart, 2005).

U slíd dochází k polytypismu díky možnému nejednoznačnému kladu dvou tetraedrických sítí s opačnou polaritou uvnitř jedné 2:1 vrstvy, které mohou být oproti sobě posunuty. Naopak tetraedrické sítě, které jsou přilehlé k mezivrstvě, mezi sebou posunuty nejsou a to díky vazebnému efektu mezivrstevních kationtů. Z toho důvodu u slíd považujeme za stavební jednotku polovinu vrstvy 2:1 a polovinu přilehlého mezivrství (obr. 4).



Obr. 4: Schématické zobrazení výběru stavebních jednotek (označených jako BU) slídové struktury. Pozice: Mi – mezivrstevní kationty, M – oktaedrické kationty, T – tetraedrické kationty, (Dornberger-Schiff et al., 1982).

Rozdělení polytypů:

1. Periodické polytypy s trojrozměrně periodickou strukturou:

- a) MDO (maximum degree of order) polytypy
- b) non-MDO polytypy

2. Neperiodické polytypy, postrádající periodicitu ve směru kolmém na rovinu vrstev.

Pro označení jednotlivých polytypů se často používá Ramsdellova indikativní symbolika (Ramsdell in Weiss a Kužvart, 2005), která vyjadřuje počet vrstev na periodu identity ve směru ukládání jednotek a krystalografickou soustavu (jako C je označena soustava kubická, H hexagonální, T trigonální, O romboická, M monoklinická, A triklinická). V případě existence různých polytypů se stejným počtem vrstev a stejnou soustavou, rozlišujeme tyto pomocí indexů, které jsou uvedeny za označením soustavy (např. 2M1 a 2M2).

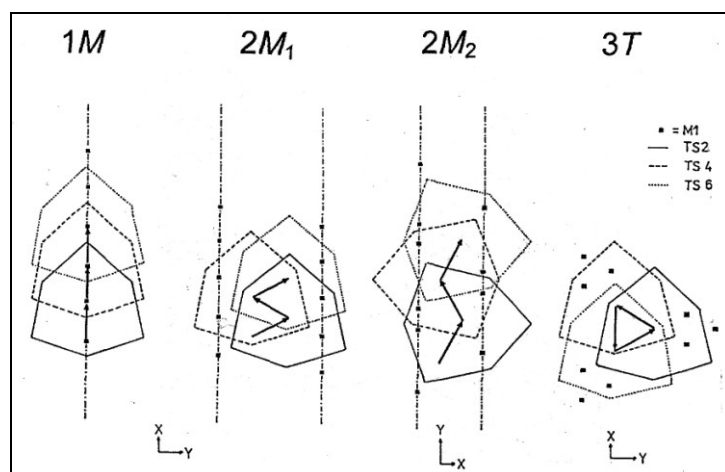
U minerálů skupiny biotitu byly popsány následující MDO polytypy (obr. 5):

1M - jednovrstevný monoklinický polytyp

1Md - jednovrstevný monoklinický polytyp (symbol „d“ vyjadřuje jistou míru neuspořádanosti v kladu stavebních jednotek)

2M₁ - dvojevrstevný monoklinický polytyp

3T - třívrstevný trigonální polytyp



Obr. 5: Klad stavebních jednotek u MDO, (Dornberger-Schiff et al., 1982).

2.4 Chemismus biotitů

Chemické složení minerálů skupiny slíd lze vyjádřit pomocí obecného vzorce:



- ve strukturní pozici **I** se vyskytuje Cs, **K**, **Na**, NH₄, Rb, Ba, **Ca**
- v pozici **M** je obvykle **Li**, **Fe** (dvoj- nebo trojmocné), **Mg**, Mn (dvoj- nebo trojmocné), Zn, **Al**, Cr, V, **Ti**,
- \square představuje vakanci,
- **T** (tetraedrická pozice) je obsazena Be, **Al**, B, **Fe** (trojmocné), **Si**,
- **A** pozice je obsazena Cl, **F**, **OH**, O (u oxidů), S.

Mezivrstevní pozice „**I**“ jsou obsazovány především draslíkem. V menší míře se v této pozici mohou vyskytovat také Na, Ca, Ba a H₂O a v mnohem menším zastoupení pak NH₄, Rb, Cs a Sr.

Sodík může nahrazovat až 20% mezivrstevního K v biotitu. V Na-biotitech, které byly popsány z některých alkalických granitů, dosahoval obsah sodíku v mezivrstevních pozicích rozmezí 32 až 97 %. Jedná se však o biotity, v nichž byla kationty obsazena zhruba polovina mezivrstevních pozic a zbylé pozice byly vakantní. Vápník v biotitech z metamorfovaných hornin může nahrazovat až 10% mezivrstevních kationtů a v biotitech z vyvěřelých hornin dokonce až 27% kationtů. Barium se

ve větší míře vyskytuje u Mg koncovém členu - flogopitu. Obecně jsou obsahy Ba v biotitu zpravidla nižší než 1 wt%, avšak popsány byly i Ba-biotity z nefelinitů, u nichž obsah BaO dosahoval až 20 wt %. Čpavek (NH_4) může v mezivrstvi biotitu dosahovat průměrných hodnot od 22 až 67 ppm (Franz & Althaus, 1976; Mansker et al., 1979; Honma & Itihara, 1981).

V oktaedrické pozici „M“ vystupují ve složení biotitu Al, Mg a Fe^{2+} . Dvojmocné železo může být nahrazeno Mn a Ti (Rieder et al., 1998). Bylo prokázáno, že s narůstající kyselostí horniny vykazuje biotit vyšší obsah Fe^{2+} a nižší obsah Mg^{2+} v oktaedrických pozicích. Během intruze je tento trend možno sledovat při přechodu od ranného stádia krystalizace směrem k pozdnímu stádiu tvorby biotitu (Deer et al., 1996).

V pozici „A“ se objevují především OH a F ionty. Zhruba 70 až 90% fluoru v granitoidních horninách, které neobsahují muskovit a fluorit, je obsažen v biotitu (Grabazkeev et al., 1979). Obsah fluoru v biotitu závisí na zastoupení H_2O a HF ve fluidu, které jako poslední reagovalo s biotitem, dále na teplotě tohoto fluida a na složení vlastního biotitu. Na základě chemických analýz bylo zjištěno, že hořečnaté biotity obecně obsahují více fluoru než biotity železnaté.

V rámci komplexního chemického složení biotitu se často objevuje zastupování jednotlivých prvků. K hlavním substitucím dochází především u: Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al, Ti, K, Na, Ca, □, OH, F a Cl a složení biotitu tak může spadat jednak do oblasti běžného chemismu definovanou koncovými členy flogopitem-annitem-eastonitem-siderophyllitem (viz. obr. 1), ale také mimo ni.

Biotit je nejrozšířenější slídový minerál magmatických a metamorfovaných hornin a jeho chemické složení odráží tlakově teplotní podmínky a chemismus prostředí, ve kterém vzniká. Vyskytuje se v celé škále vyvřelých hornin a to od kyselých až po středně bazické. V bazických magmatitech se svým složením blíží flogopitu. Biotit se častěji vyskytuje v plutonitech než v jim odpovídajících vulkanitech (Gregerová et al., 2002). Biotit je také součástí žilných hornin a nejčastěji se objevuje v pegmatitech, aplitech a lamprofyrech. Ve vulkanických horninách se v porovnání s plutonickými horninami biotit objevuje jen zřídka. Složení biotitu ve vulkanických horninách obecně vykazuje nižší obsah Fe^{2+} a vyšší zastoupení Fe^{3+} než v intruzivních ekvivalentech těchto vulkanitů (Deer et al., 1996).

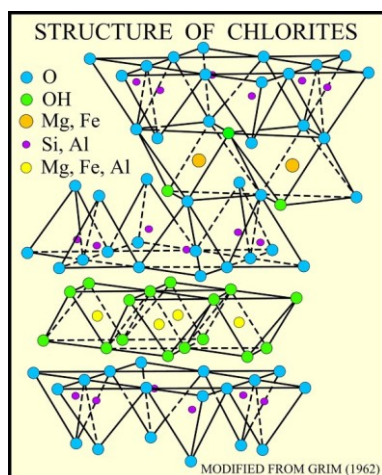
V metamorfovaných horninách je chemické složení biotitu odrazem složení původního protolitu. Biotit je hojný v mezozonálně metamorfovaných horninách, jako jsou pararuly, amfibolity a svory. Vyskytuje se i v některých skarnech a greisenech. Složení blízké flogopitu je charakteristické pro regionálně i kontaktně metamorfované vápence (Hejtman, 1962).

V sedimentárních horninách se biotit vzhledem ke snadnému zvětrávání nachází jen ojediněle (Hejtman, 1962).

3 HLAVNÍ PRODUKTY ALTERACE BIOTITU

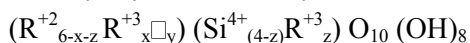
3.1 Minerály skupiny chloritů

Základem struktury chloritů jsou vrstvy typu 2:1, které jsou odděleny mezivrstevní oktaedrickou sítí tvořenou centrálními oktaedrickými kationty a anionty OH⁻ (obr. 6). Vrstva typu 2:1 s oktaedrickou mezivrstevní sítí vytváří charakteristický strukturní motiv chloritů s mezivrstevní vzdáleností rovnou 14 Å. Někdy je strukturní motiv chloritů označován jako struktura typu 2:2 nebo 2:1:1 (Weiss a Kužvart, 2005).



Obr. 6: Schématické zobrazení struktury chloritů, (<http://pubs.usgs.gov>)

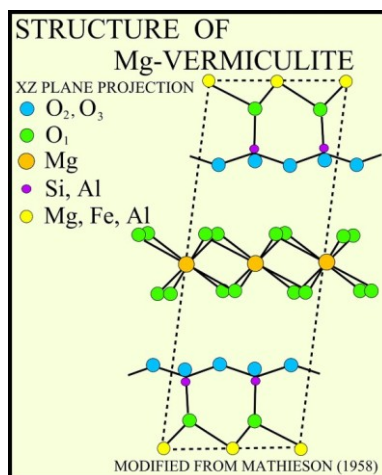
Obecný krystalochemický vzorec chloritů je:



Mezi kationty R⁺² patří Mg⁺², Fe⁺², Mn⁺² a Ni⁺² a mezi R⁺³ pak Al⁺³, Fe⁺³ a Cr⁺³. Obsah oktaedrických kationtů R^{+2(VI)} se u chloritů pohybuje od 0 do 6 a obsah R^{+3(VI)} od 0 do 4. V příloze č. 1 jsou uvedeny některé příklady minerálů skupiny chloritů s ohledem na typ vrstev, obsazení mezivrstevních pozic a typ oktaedrické sítě.

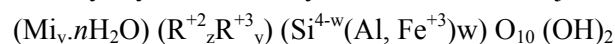
3.2 Minerály skupiny vermikulitů

Krystalová struktura vermikulitu je tvořena vrstvami typu 2:1, které jsou trioktaedrické a jako dominantní oktaedrický kationt zde vystupuje Mg (obr. 7). Mezivrstevní prostor je tvořen oktaedry v nichž jako centrální kationt figuruje především Mg, který však obsazuje jen jednu ze tří oktaedrických pozic (Weiss a Kužvart, 2005). V rozích oktaedrů jsou lokalizovány molekuly vody. Mezivrstevní vzdálenost je podobně jako u chloritů rovna přibližně 14 Å.



Obr. 7: Schématické zobrazení struktury Mg-vermikulitu, (<http://pubs.usgs.gov>).

Obecný krystalochemický vzorec vermikulitu je:

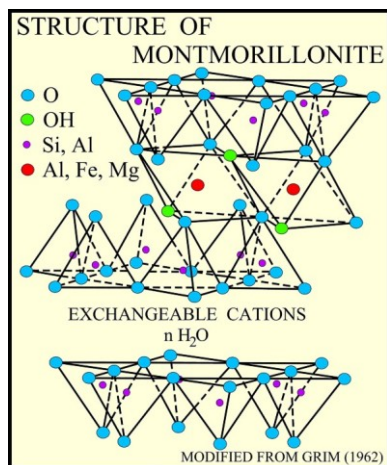


Pozice označené jako Mi reprezentují mezivrstevní vyměnitelné kationty, kompenzující náboj u 2:1 vrstvy (tento náboj se u vermikulitů pohybuje v rozsahu od 0,6 do 0,9). U přírodních vermikulitů je nejčastějším mezivrstevním výměnným kationtem Mg²⁺, jehož obsah se může pohybovat v hodnotách od 0,2 až 0,5 (Mg²⁺ může být zastoupen také K⁺, Li⁺, Ba⁺, Ca⁺ nebo Na⁺). Jako

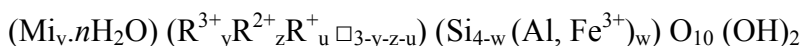
oktaedrické kationty R^{2+} vystupují především Mg^{+2} , Fe^{+2} a Ni^{+2} a jako R^{+3} pak Al^{+3} , Fe^{+3} . Dle mezivrstevního kationtu pak rozlišujeme Mg-vermikulity, Ba-vermikulity, Ca-vermikulity atd..

3.3 Minerály skupiny smektitů

Základem struktury smektitů jsou trioktaedrické nebo dioktaedrické vrstvy typu 2:1, které jsou mezi sebou vázány přes vyměnitelné kationty společně s jejich hydratačními obaly, které jsou tvořeny molekulární vodou (obr. 8).



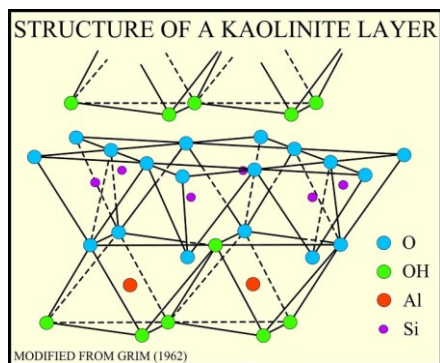
Obr. 8: Schématické zobrazení struktury smektitů, (<http://pubs.usgs.gov>).



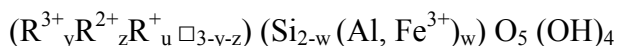
Jako Mi zde vystupují mezivrstevní vyměnitelné kationty, jimiž je kompenzován náboj x vrstvy 2:1. V pozici Mi se mohou objevovat jak jednomocné kationty (Na^+ a K^+), tak i dvojmocné kationty (nejčastěji Ca^{2+}). Mezi oktaedrické kationty R^{2+} patří především Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ni^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Co^{2+} . Jako oktaedrické kationty R^{3+} vystupují Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} a jako R^+ především Li^+ . V příloze č. 1 jsou uvedeny nejběžnější minerály skupiny smektitů.

3.4 Minerály skupiny serpentinu-kaolinitu

Minerály této skupiny obsahují vrstvy typu 1:1, které jsou propojeny pomocí vodíkových vazeb (obr. 9).



Obr. 9: Schématické zobrazení struktury serpentinu-kaolinitu, (<http://pubs.usgs.gov>).

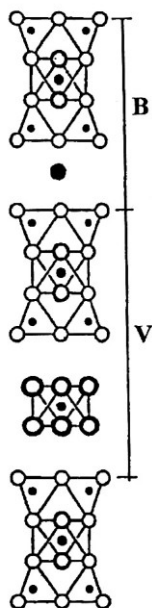


Mezi oktaedrické kationty R^{2+} náleží především Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ni^{2+} a Mn^{2+} . Mezi R^{3+} pak Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} . Rozsah substituce Al^{3+} , Fe^{3+} za Si^{4+} v tetraedrech je poměrně široký a pohybuje se od 0 do 1 (Weiss a Kužvart, 2005).

3.5 Smíšené struktury

Přeměnu biotitů často doprovází tvorba smíšených struktur. Pod pojmem smíšená struktura se rozumí taková struktura, v níž se střídají nejméně dva druhy základních strukturních jednotek a to ve směru kolmém na rovinu vrstev. Jako základní strukturní jednotku (ZSJ) lze v tomto případě chápat vrstvu typu 1:1 nebo 2:1 (v závislosti na typu fylosilikátu) včetně přilehlého mezivrsteví. Dle toho zda ZSJ vytváří ve smíšené struktuře trojrozměrně periodický strukturní motiv rozlišujeme buď pravidelně

nebo nepravidelně smíšené struktury. Smíšené struktury většinou představují jakýsi meziprodukt v rané fázi alterace biotitu.



Obr. 10: Schematické zobrazení motivu smíšené struktury biotitu a vermikulitu B/V, (Weiss a Kužvart, 2005).

Pravidelně smíšená struktura biotitu a vermikulitu (označovaná též jako „hydrobiotit“) (obr. 10), byla studována řadou autorů především v souvislosti s procesem zvětrávání, avšak existují i další typy interstratifikace jako například biotitu/chloritu, biotitu/kaolinitu či biotitu/montmorillonitu.

Faktory ovlivňující vznik těchto typů smíšených struktur budou blíže popsány v následujících kapitolách.

4 HYPOGENNÍ PŘEMĚNY

Dle Bowenova krystalizačního schématu (příloha č. 2) krystalizuje biotit v pozdních stádiích tvorby magmatu, jako poslední mafický minerál. Biotit obsahuje vyšší podíl F a OH iontů, což svědčí o vyšší koncentraci těkavých látek v magmatu během krystalizace biotitu.

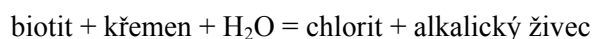
Biotit obvykle podléhá post-magmatické autometamorfóze. Tato skutečnost často znesnadňuje použití geotermometrických, geobarometrických a isotopických metod při jeho studiu. Při výzkumu hypogenních alterací biotitu je kladen důraz především na přeměny spojené s hydrotermální mineralizací.

Hypogenní přeměny biotitu vedou, v závislosti na teplotě hydrotermálních roztoků a na obsahu transportovaných iontů, nejčastěji ke vzniku chloritu. Přeměna biotitu na chlorit probíhá za intenzivní chemické výměny iontů z fluid pozdně hydrotermálního stádia. Rozdíly ve stechiometrii obou minerálů jsou způsobeny především změnami v obsahu Si, Al, K a H₂O. Vzniklý chlorit je také více oxidovaný a více hořečnatý než původní biotit. Chlorit rovněž obsahuje méně Ba, V a Cr a více Ga, Co, Ni a Cu než původní biotit (Dodge, 1973; Refaat & Abdallah, 1979). Dle Parryho a Downeye (1982), kteří zkoumali látkový přenos během přeměny biotitu na hydrotermální chlorit, kolísá molární poměr Mg/(Mg + Fe) mezi hodnotami 0,52 a 0,65 u chloritu a mezi 0,51 a 0,60 u výchozího biotitu. Složení chloritu se mění podle změn ve složení roztoku produkovaném pozvolným rozpouštěním malých podílů biotitu.

Eggleton a Banfield (1985) popsali vznik chloritu a dalších minerálů z granitického biotitu jako sled reakcí, kdy zpočátku dochází k tomu, že voda v granitech poskytuje vodíkové ionty pronikající podél biotitových mezivrstevních rovin a nahrazující kationty K⁺. Jakmile je draslík vyloučen, vodík vázaný na tetraedrické vrstvy oslabuje vazby mezi Si-O popřípadě Al-O a iniciuje rozklad biotitové vrstvy. Tímto procesem se mění dvě biotitové vrstvy na jednu chloritovou, což je spojeno s výrazným úbytkem objemu a to zhruba o 30 %. Pokračování tohoto procesu nakonec vede k vytvoření široké mezery mezi chlorit-biotitovými sekvencemi, do nichž migrují ionty Ca a ostatní uvolněné kationty, které byly původně součástí plagioklasu. Následnou reakcí je tvorba titanitu a epidotu.

Dle Dodge (1973) se chlorit vzniklý alterací biotitu vyskytuje buď jako samostatný minerál a nebo má tendenci tvořit mezivrstvy v biotitu společně v asociaci s epidotem a titanitem. Biotit v horninách bez draselného živce není téměř nikdy chloritizován (Chayes, 1955). Dodge (1973) však popsal vznik chloritu z biotitu v plutonických horninách v Sierra Nevadě, jako nezávislou přeměnu bez ohledu na horninové složení, stáří nebo jiné geologické predispozice horniny.

Přeměněný biotit je obvykle doprovázen alkalickým živcem z čehož se dá vyvozovat, že chloritizace biotitu probíhá prostřednictvím reakce:



Mezi další minerály, které mohou vzniknout hypogenní přeměnou biotitu patří také např. titanit, rutil, muskovit, sekundární biotit nebo minerály skupiny granátu.

Prorůstání biotitu titanitem a rutillem, označované také jako sagenitická struktura, je charakteristické tenkými, jehlicovitými inkluzemi svírajícími úhel 60° . Tento druh výskytu je tvořen jednoduchým topotaxiálním vysrážením z matečné fáze pevného roztoku (Shau et al., 1991) nebo prostřednictvím vnitřní difúze vápníku a vnější difúze titanu podél bazální plochy štěpnosti (Yui et al., 2001).

Dle Harrisona (1990) může hojná přítomnost tekuté fáze vytvořené v rámci pozdního stádia tvorby magmatu způsobit přeměnu biotitu na muskovit. Destabilizace biotitu je způsobena uvolňováním oktaedricky vázaných kationtů a současnou inkorporací Al iontů do struktury. Takto vzniklý muskovit je fengitický a obsahuje 15 až 36 mol. % seladonitu a < 1 mol. % paragonitu.

Lanier et al. (1978) zkoumal hydrotermální zóny v uloženinách porfyrových Cu rud a objevil dva typy texturně a chemicky odlišných variant biotitu: magmatogenní a sekundární. Od té doby se výskytem sekundárního biotitu zabývala celá řada autorů a bylo zjištěno, že autometomorfovaný biotit se dokonce vyskytuje častěji, než původní biotit čistě magmatogenního původu. Sekundární biotit se svým složením často blíží flogopitu a oproti magmatogennímu biotitu obsahuje nižší zastoupení Ba, Ca, Mn a Ti a vyšší obsahy F a Si iontů. Ba ionty mohou být použity jako indikátor intenzity alterace, neboť obsah Ba je u magmatogenního biotitu vždy vyšší (Robert, 1976a; LeBel, 1979; Jacobs & Parry, 1979).

Tulloch (1979) popsal výskyt granátu (andradit/grosulár), epidotu a pumpellytu nahrazující původní biotit. Tento výskyt Ca-Al silikátů byl z hlediska geneze vysvětlován jako nahrazování původního biotitu ve fázi subsolidu.

5 SUPERGENNÍ PŘEMĚNY

5.1 Faktory ovlivňující zvětrávání biotitu

Schopnost zvětrávání hlavních horninotvorných minerálů vznikajících při krystalizaci magmatu sleduje opačný trend než jaký je znázorněn v Bowenově krystalizačním schématu, z čehož vyplývá, že biotit je náchylný ke zvětrávání a velmi rychle se mění na sekundární minerály. Jak v Goldichově (1938) schématu stability minerálů (příloha č. 2), tak v Jacksonově (1964) sekvenci zvětrávání jílovitých minerálů (příloha č. 2), zaujímá biotit čtvrté místo.

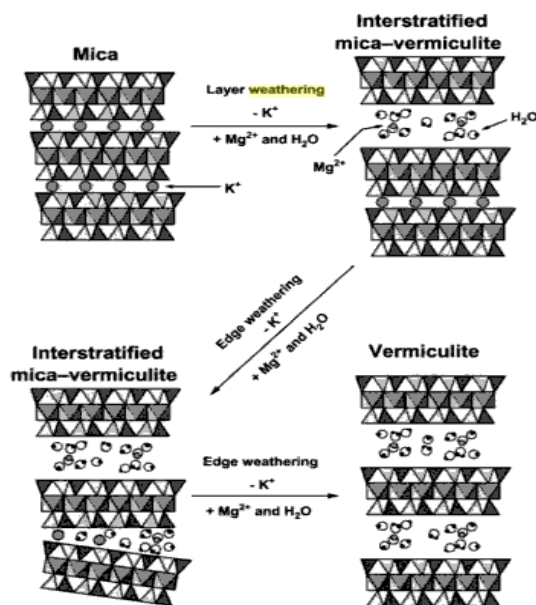
Odolnost biotitu vůči zvětrávání je funkcí teploty, za které tento minerál vznikl: čím je teplota vzniku vyšší, tím nižší je odolnost biotitu vůči zvětrávání. Biotit a jiné trioktaedrické slídy jsou bohaté na Mg a Fe^{2+} a krystalizují za vyšších teplot než například muskovit a jiné dioktaedrické minerály. Důsledkem toho je biotit méně odolný vůči zvětrávání (Essington, 2004).

Dle skupiny autorů (Walker, 1949; MacEwan, 1954; Wilson, 1965; Ismail, 1969; Farmer & Wilson, 1970; Kapoor, 1972; Gilkes & Suddhiprakarn, 1979; Ahn & Peacor, 1987; Fanning et. al, 1989; Fordham, 1990b; Wilson, 1998; Essington, 2004) se mezi hlavní faktory ovlivňující rychlost a charakter zvětrávání biotitu řadí: velikost slídových částic, charakter redukce vrstevního náboje, orientace protonu strukturně vázaného OH, koncentrace K a hodnota pH v okolním prostředí a v neposlední řadě také charakter perkolace povrchové vody. V procesu přírodního zvětrávání biotitu dochází mezi jednotlivými faktory k vzájemné interakci.

Existují dva hlavní mechanismy, díky kterým slídy zvětrávají v závislosti na velikosti částic (obr. 11):

- vrstevní zvětrávání,
- okrajové zvětrávání.

Během vrstevního zvětrávání jsou některé vrstvy otevřeny v celém průřezu slídové částice. Tento typ zvětrávání je obvyklý pro slídové částice velikosti odpovídající pelitům a vede ke vzniku střídavě smíšených struktur typu (triokt.) slída-vermikulit a (triokt.) slída-smektit. Okrajové zvětrávání, které je běžně spojeno s částicemi mající charakter aleuritů a psamitů, zahrnuje souběžnou expanzi mnoha vrstev podél okrajů a trhlin slídového zrna.



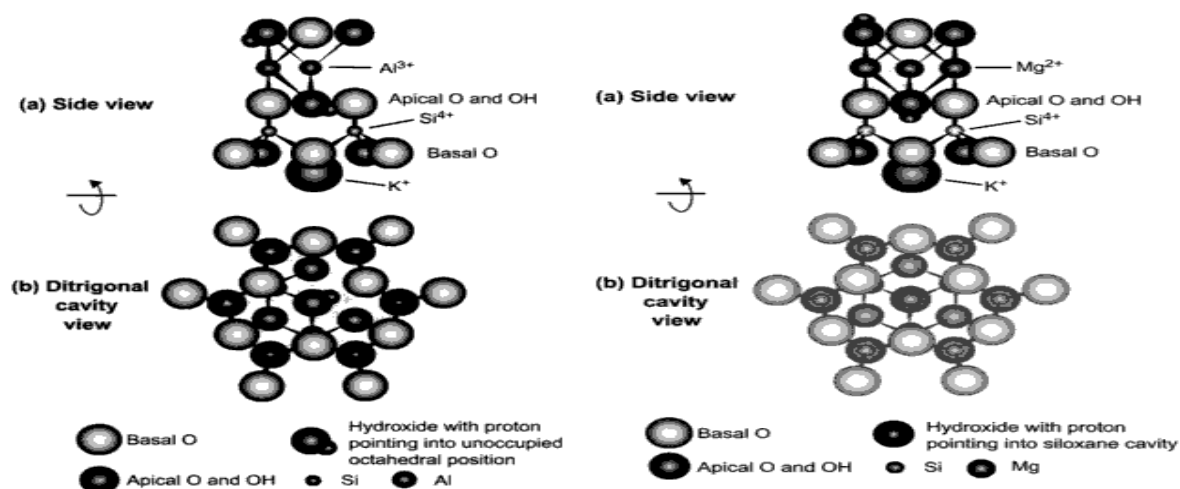
Obr. 11: Přeměna biotitu na vermikulit, (<http://books.google.com>).

Znázornění vrstevního (horní obrázek) a okrajového (dolní obrázek) zvětrávání vedoucího ke vzniku vermikulitu.

Za přírodních podmínek je zvětrávání slíd na expanzivní trojvrstevné minerály doprovázeno redukcí vrstevního náboje. Základními mechanismy zodpovědnými za redukcí vrstevního náboje jsou ztráta Al^{3+} z tetraedrických vrstev, která je doprovázena inkorporací Si^{4+} a oxidace Fe^{II} s následným vyloučením Fe^{III} ze struktury. Tyto dva mechanismy jsou podepřeny pozorováními, dle kterých jednoduché produkty zvětrávání slíd – vermikulity, obsahují vyšší poměr Si^{4+} ku Al^{3+} v tetraedrických vrstvách (mezi 3,1 : 0,9 až 3,4 : 0,6 u vermikulitu ve srovnání s poměrem 3 : 1 u biotitu) jakož i nižší obsah Fe oproti slídám.

Oxidace strukturně vázaného Fe^{II} na Fe^{III} , která probíhá během nebo následně po otevření mezivrstev, je často považována za důležitý proces vedoucí k redukcí vrstevního náboje, způsobující uvolňování mezivrstevního K^+ . Oba tyto procesy následně vedou k vytvoření expanzivních trojvrstevných minerálů. Pozitivní náboj vytvořený oxidací Fe^{II} na Fe^{III} může být zneutralizován také jinými mechanismy než již zmíněným uvolněním mezivrstevního K^+ . Jedním z těchto mechanismů je oxidace oktaedrického Fe^{II} doprovázená ztrátou protonů z oktaedricky vázaných hydroxilových skupin. Uvolnění protonu nejenže způsobí zachování vrstevního náboje, ale vede také ke stabilizaci mezivrstevního K^+ , což zpomalí jeho vylučování ze struktury. Oxidace strukturně vázaného Fe^{II} může být doprovázena uvolněním také jiných kationtů (např. oktaedrických Mg^{2+} iontů) a Fe^{III} ionty tak mohou být ve struktuře částečně zachováni.

U trojvrstevných silikátů je strukturně vázaný OH iont součástí oktaedrické vrstvy a váže se na dva Al^{3+} ionty u dioktaedrických minerálů, respektive na tři Mg^{2+} ionty u trioktaedrických minerálů. V dioktaedrické struktuře je proton posunut směrem k otevřené pozici v oktaedrické vrstvě, naopak v trioktaedrické struktuře proton směřuje přímo k mezivrstevnímu K iontu (obr. 12).



Obr. 12: Znáznornění orientace protonu. Na levém obrázku je proton, který je součástí strukturně vázaných OH iontů orientován směrem k prázdné oktaedrické pozici. Na obrázku vpravo je proton nasměrován k mezivrstevnímu K^+ , (<http://books.google.com>).

V dioctaedrických slídách je proton strukturně vázaného OH iontu posunut k prázdné oktaedrické pozici a směřuje stranou od mezivrstevního K^+ . Relativně slabé elektrostatické odpuzivé síly mezi strukturně vázaným protonem a mezivrstevním iontem K^+ způsobují, že dioctaedrické trojvrstevné silikáty jsou stabilnější než jejich trioktaedrické protějšky.

V trioktaedrických slídách je proton nasměrován přímo k mezivrstevnímu iontu K^+ , jelikož všechny oktaedrické pozice jsou obsazeny dvojmocným kationtem. Toto uspořádání způsobuje destabilizaci trojvrstevné trioktaedrické struktury v porovnání se stabilnější dioctaedrickou strukturou, což má za následek vyšší zvětrávací schopnost trioktaedrických minerálů.

Přeměnu trojvrstevných slíd ve značné míře ovlivňuje také koncentrace K^+ v okolním prostředí. Nízké koncentrace K^+ v okolním roztoku podporují uvolňování draslíku ze slídové mezivrstvy. V laboratorních podmínkách bylo stanoveno, že kritická koncentrace draslíku v roztoku, která je potřebná pro vermikulitizaci slídové částice o velikosti 10-20 nm činí ≤ 11 mg/l u biotitu a $\leq 0,1$ mg/l u muskovitu. Při vyšších koncentracích draslíku se proces vermikulitizace zastaví, z čehož plyne, že biotit je mnohem náchylnější ke zvětrávání než muskovit (Scott & Smith, 1966; Newman, 1969).

K dalším vlivům působícím na zvětrávání biotitu patří hodnota pH a stupeň perkolace povrchové vody a především klimatické podmínky, které budou popsány v následující kapitole.

5.2 Sekvence zvětrávání biotitu

Proces přeměny biotitů na supergenní minerály není vždy jednoznačný a nevede bezpodmínečně přímo ke konkrétnímu minerálu, ale často probíhá prostřednictvím různých meziproduktů. Průběh sekvenční přeměny je také značně ovlivněn prostředím, ve kterém k alteraci dochází. Naprosto převažující část Evropy leží v mírném pásmu pro něj je typická přeměna biotitu na vermikulit, dle následující sekvence:

biotit –biotit/vermikulit (smíšená struktura) - vermikulit (Farmer & Wilson, 1970)

Během této přeměny je zprvu postižen mezivrstevní prostor biotitu, kde dochází k nahrazení mezivrstevního K^+ hydratovanými kationty, především Ca^{2+} a Mg^{2+} . Tato výměna je obvykle doprovázena redukcí strukturního náboje v důsledku oxidace Fe^{II} a uvolněním protonu nebo ztrátou strukturně vázaných komponent. Uvolnění mezivrstevního K^+ může probíhat dvěma způsoby:

1) Mezivrstevní draslíkové ionty se mohou uvolňovat stejnou intenzitou ze všech sousedících vrstev což způsobí rozevření okrajových partií jednotlivých vrstev (okrajové zvětrávání) a vznik zóny vermikulitu obklopující zónu zbytkového biotitu.

2) Pouze u některých biotitových vrstev dochází ke kompletnímu uvolnění mezivrstevního K^+ zatímco ostatní vrstvy zůstávají neporušené (vrstevní zvětrávání). Tento typ zvětrávání má za následek vznik pravidelně smíšené struktury biotit/vermikulit (tzv. hydrobiotitu) nebo nepravidelně smíšené struktury biotitu/vermikulit.

Další příklady dosud popsaných sekvencí s ohledem na prostředí zvětrávání:

biotit - biotit/vermikulit - vermikulit

- mírné klima, humidní oblasti

biotit - vermikulit - smektit

- od mírných až po aridní a semiaridní oblasti

biotit - biotit/vermikulit - kaolinit

- tropické, humidní a dobře odvodňované oblasti

biotit - kaolinit

- tropické, humidní a dobře odvodňované oblasti

5.3 Hlavní produkty zvětrávání biotitů

Přeměna biotitu na vermikulit

Vznikem vermikulitu po biotitu se zabývala celá řada autorů. Dle Walkera (1949) dochází v prvním stádiu přeměny biotitu k nahrazování draslíku molekulami vody a tvoří se hydrobiotit (pravidelně smíšená struktura biotit/vermikulit), Fe^{2+} ionty se oxidují a ionty $(\text{OH})^-$ nahrazují O^{2-} . Ve druhém stupni zvětrávání je ještě více draselných kationtů odstraňováno ze struktury a Fe^{3+} je nahrazováno hořčíkem, jehož přísun je zajištěn prosakujícími vodami. Zavedení molekul vody do vnitřní struktury biotitu vede ke vzniku struktury vermikulitového typu. Rozklad může případně dále postupovat až ke vzniku kaolinitu. Chemické analýzy hydrobiotitu vykazují snížený obsah K_2O oproti biotitu: u hydrobiotitu cca 5 %, zatímco u čerstvého biotitu K_2O dosahuje kolem 10 %. Opačně je tomu s obsahem vody. Biotit má zhruba 5 % H_2O , zatímco hydrobiotit obvykle přes 10 % (Wilson, 1998).

Jedním z nejdůležitějších znaků přeměny biotitu na vermikulit je redukce vrstevního náboje. Redukovaný vrstevní náboj vyplývá jak ze ztráty tetraedrického Al^{3+} , tak z oxidace a uvolnění železitých iontů ze struktury. Redukce Al^{3+} je doprovázena zvětšením poměru $\text{Si} : \text{Al}$ v tetraedrických pozicích a to z původního poměru 3 : 1 u biotitu na zhruba 3,2 : 0,8 u nově vzniklého vermikulitu. Tato přeměna je umožněna výměnou Si^{4+} za Al^{3+} a srážením gipsitu. Většina Fe^{II} v oktaedrické vrstvě je oxidována na Fe^{III} a následně uvolněna. Strukturně vázané železo může být také nahrazeno Mg^{2+} za součastné tvorby goethitu. Vysoké zastoupení goethitu související s pokročilými stádii rozkladu naznačuje, že značné množství železa je poté, co zoxiduje odstraněno z krystalové mřížky a jako náhrada za tyto ionty slouží hořčík pocházející z půdních roztoků (Walker, 1949; Wilson, 1998).

Přeměna biotitu na kaolinit

Vznik kaolinitu přeměnou biotitu může být způsoben hydrotermálními činiteli, ale častěji bývá důsledkem zvětrávacích procesů v půdách a saprolitech.

Přeměna biotitu na kaolinit není bezpodmínečně postupná a nemusí sledovat pouze jednu cestu. Na proces kaolinitizace biotitu existují nejednotné názory. Dle Rebertuse et al. (1986) je vermikulit nezbytným přechodným členem při vzniku kaolinitu z biotitu, zatímco řada autorů tento názor odmítá. Grant (1964) navrhl model, při němž se dvě základní buňky biotitu mění na jednu kaolinitovou, zatímco Harris et al. (1985) navrhoval postupnou vrstevní přeměnu jedné biotitové vrstvy na jednu kaolinitovou za součastného úbytku Al iontů a jejich nahrazení Fe ionty, vedoucí ke vzniku Fe kaolinitu. Dle Stocha a Sikory (1976) existují dva způsoby vzniku kaolinitu a to buď zvětráváním biotitu s postupnými strukturálními přeměnami a nebo přímým vytvořením kaolinitu dle následujícího schématu:

biotit – dioktaedrická slída (muskovit, fengit) – kaolinit,
biotit – kaolinit.

Oba procesy jsou provázeny oxidací a izolací železa ve formě oxidů nebo hydroxidů. V prvním případě je průběh přeměny pozvolný, ve druhém případě je přeměna velmi intenzivní. Zvětrávání probíhá u obou procesů v závislosti na koncentraci K^+ , H^+ , Al^{3+} , Mg^{2+} iontů v nejbližším okolí. Přeměna biotitu na kaolinit probíhá za vysoké koncentrace Al^{3+} kdy $(lg [K^+]/[H^+] \geq 6)$.

Výměna probíhající v oktaedrické vrstvě nemusí nutně znamenat odebrání kationtů z mezivrstev. Dle Farmera (1971) probíhá oxidace a částečné odstranění železa z biotitu bez změny obsahu K^+ . Přičemž výskyt trojmocného železa způsobí ve struktuře nárůst stability vazeb draslíku. Železo, které je z biotitu odejímáno, je v prvotní fázi zvětrávání koncentrováno podél štěpných ploch. Předpokladem tohoto procesu je difúze Fe iontů. Hořčík může být uvolňován velmi podobně. Ztráta hořčíku a železa je vyrovnávána tokem hliníkových iontů v opačném směru.

Vznik kaolinitu z biotitu je tedy charakteristický pro dobře odvodňované zvětrávací profily, kyselé prostředí a tropické podmínky, kde vydatné zásobování vodou zajišťuje přísun Si a Al (Wilson, 1998).

Přeměna biotitu na smektitové minerály

Minerály skupiny smektitů se vyskytují v půdních prostředích, které obsahují rozpustný křemen (H_4SiO_4) a bazální kationty (Ca^{2+} , Mg^{2+} a Na^+). Mezi základní změny potřebné pro přeměnu biotitu na smektity patří:

- ztráta mezivrstevního K^+ ,
- ztráta tetraedrického Al^{3+} ,
- začlenění Si^{4+} do tetraedrických vrstev.

Často zkoumaným smektitovým minerálem vznikajícím alterací biotitu je montmorillonit. K zachování stability takto vzniklého montmorillonitu je zapotřebí příznivých podmínek prostředí ve kterém vzniká:

- nízká koncentrace K^+ v okolí napomáhající depotasifikaci,
- vysoká aktivita Ca^{2+} a Mg^{2+} podněcující odstranění K^+ z mezivrstev,
- nízká aktivita Al^{3+} a vysoká aktivita H_4SiO_4
- alkalické podmínky $pH > 7,5$.

Stejně jako u ostatních minerálů, také výskyt montmorillonitu je podmíněn klimatickými podmínkami, zvláště pak hodnotou pH prostředí, ve kterém biotit zvětrává. Dle Ismaila (1969), který zkoumal vliv klimatických podmínek na vznik sekundárních minerálů na úkor slídových minerálů, dochází za neutrálních a alkalických podmínek k oxidaci dvojmocného železa a výraznému snížení povrchového náboje za současného vzniku expandovaných krystalových mřížek montmorillonitu. Montmorillonit je typický pro špatně odvodňované nebo hydromorfní prostředí a alkalické podmínky bohaté na Mg a Ca ionty, kde dochází k akumulaci Si, Al a Fe (Wilson, 1998).

Při nízkých hodnotách pH a za přítomnosti komplexních organických kyselin dochází k přeměnám biotitu na Al-smektity (např. beidellit). Tato přeměna probíhá prostřednictvím sekvence přechodných členů illitu a vermikulitu.

Další minerály vznikající zvětráváním biotitu

Fordham (1990a) popsal přeměnu biotitu na relativně vzácný trioktaedrický illit prostřednictvím jednoduché transformace, kdy dochází k redukci vrstevního náboje a k výměně mezivrstevního K^+ za hydratované kationty (např. Mg^{2+} , Ca^{2+} a Na^+) a vodu. Redukce vrstevního náboje snižuje přitažlivé síly mezi mezivrstevním K^+ a slídovými vrstvami, adsorbovaný K^+ je následně hydratován a nahrazen kationty s vyšším nábojem Mg^{2+} , Ca^{2+} .

Při vyšších hodnotách pH a dostatečném přísunu Al z vnějších roztoků může docházet k tvorbě gibbsitových vrstev uvnitř původních biotitových vrstev. Tyto biotitové vrstvy se postupně mění na vrstvy vermikulitové popř. smektitové. Pokud tento proces pokračuje tak dochází ke vzniku tzv. půdních chloritů v podobě střídání chloritových vrstev s vrstvami gibbsitovými.

Dle Bisdoma et al. (1982) se sekundární minerály mohou formovat uvnitř zvětrávajícího biotitu také z roztoků, které vstoupily do minerálu a obsahují chemické prvky, které se v původním minerálu nevyskytovaly. Takovými minerály mohou být například kalcit a sádrovec, občas se vyskytující v expandovaných biotitových vrstvách a to především v oblastech se zvýšenou ariditou prostředí.

6 BRNĚNSKÝ MASIV

6.1 Geologie brněnského masivu

Brněnský masiv je severojižním směrem protažené, trojúhelníkovité těleso, které se nachází při hranici dvou odlišných geologických celků tj. Karpat a Českého masivu. Tvoří povrchovou část velké pokleslé jednotky brunovistulika (Dudek, 1980), dříve označované také jako brunie (Zapletal, 1931). K dalším povrchovým výskytům brunovistulika patří kromě brněnského masivu ještě dyjský masiv, tišnovské brunidy, kladecké krystalinikum a výchozy krystalinika mezi Prostějovem a Olomoucí.

Je tělesem krystalinických (převážně magmatických) hornin kadomského stáří a zaujímá rozlohu kolem 600 km². Brněnský masiv se na sever od Brna rozkládá až k Boskovicím, na jih až k Miroslavi. Masiv se na západě stýká s permokarbonem Boskovické brázdy, na severu a severovýchodě se noří pod kulm Dražanské vrchoviny a devon Moravského krasu. Na jihu je překryt neogenními sedimenty karpatské předhlubně.

Mísař (1965) v rámci brněnského masivu petrograficky rozlišuje dvě základní části a to magmatity a krystalinický plášť.

Krystalinický plášť brněnského masivu je zachován v drobných útržcích a to hlavně v centrální kře masivu a je představován intruzivními horninami převážně dioritové povahy včetně různých metamorfítů.

Magmatity mají intruzivní povahu a jsou tvořeny celou škálou granitoidních hornin od granitů přes granodiority až k dioritům, popř. i bazičtějšími typy. Z žilných hornin to jsou především aplity, pegmatity, porfyry apod. (Mísař, 1965). Celý masiv má zonální stavbu a dělí se do tří pruhů podle převládajícího typu hornin. Ve směru od západu k východu to jsou: západní granitoidní část, metabazitová zóna a východní granitoidní část.

Dle Fingera et al. (2000) svědčí o prekambickém stáří brněnského masivu jak nově zjištěné transgredující kambrické uloženiny, tak radiometrické měření vykazující hodnoty 590-580 Ma (u metabazaltů dokonce 725 +/- 15 Ma).

6.2 Západní granitoidní část

Západní granitoidní část se rozkládá od Černé hory až k Miroslavi. Nejrozšířenějším horninovým typem jsou granodiority až granity. Západní hranici této oblasti tvoří okrajový zlom Boskovické brázdy, východní hranici představuje metabazitová zóna. Jednotlivé typy granitoidů (typ Veverská Bítýška, Kounice, Tetčice, Hlína, Střelice, Ostopovice a Jundrov), které byly vymezeny mezi Černou Horou a Moravskými Bránicemi, jsou velmi podobné horniny nejvyššího patra brněnského masivu a dle některých autorů jsou shrnuty do jednoho typu označovaného jako typ Tetčice. Typ Jundrov,

který představuje biotitický granodiorit vystupující v podobě tektonické šupiny mezi metabazitovou a dioritovou zónou, je vyčleňován samostatně (Hanžl et al., 2000).

6.3 Východní granitoidní část

Východní granitoidní část se nachází mezi SV části Brna a Boskovicemi. Na západě je omezena okrajem metabazitové zóny, východní hranici tvoří kulm Dražanské vrchoviny a devon Moravského krasu, na severu je tektonicky omezena okrajem boskovické brázdy. Zcela převládající horninou jsou granodiority až křemenné diority. Jednotlivé typy granodioritů jsou označeny dle místa typických výskytů - typ: Doubravice, Blansko a Královo Pole (Hanžl et al., 2000).

6.4 Metabazitová zóna

Metabazitovou zónu tvoří zhruba 10 km široký a téměř 50 km dlouhý severojižní pruh, probíhající centrální částí brněnského masivu mezi Žlutým kopcem v Brně a Černou Horou. Zóna je dále rozdělena na západní metadioritovou subzónu a východní metadiabasovou subzónu (Mísař, 1965). Z minerální výplně mandlí, přítomnosti polštářových láv a přítomnosti tufitických hornin lze usuzovat, že výlevy bazaltů proběhly v podmořském prostředí typu dnešních středooceánských riftů zhruba před 600 miliony let (Hanžl et al., 2000).

7 METODIKA VÝZKUMU

Během terénní etapy, která proběhla v letech 2009-2010, jsem lokality opakovaně navštívil a provedl zejména povrchový sběr vzorků minerálů a hornin. Snažil jsem se klást důraz na získání takového souboru vzorků, který by již na makroskopické úrovni reprezentoval jak čerstvá, tak silně přeměněná individua biotitu.

Následnou fotodokumentaci lokalit a vzorků jsem provedl digitálním fotoaparátem OLYMPUS SP 510 UZ.

Vybrané vzorky byly mikroskopicky zkoumány v leštěných výbrusových preparátech zhotovených J. Povolným na ÚGV PřF MU v Brně. K mikroskopickým pozorováním byl použit mikroskop JENALAB firmy ZEISS Germany. Řezy krystaly biotitu byly fotograficky zdokumentovány na mikroskopu Nikon Optiphot 2 – Pol, fotoaparátem Olympus Camedia C 3030 Zoom.

Leštěné výbrusy biotitu pro analýzu na mikrosondě, byly nejprve napařeny uhlíkem. Následné WDX – bodové analýzy chemismu biotitu provedl na přístroji Cameca SX 100 P. Gadas na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PřF MU v Brně za těchto podmínek: vlnově disperzní mód, urychlovače napětí 15 kV, proud svazku 3 a 5 μm . Získané obsahy oxidů byly zpracovány pomocí programu Excel.

Vzorek biotitu pro RTG-difrakci byl separován pod binokulární lupou, k drcení byla použita achátová miska. Difrakční záznam pořídil V. Vávra na transmisním difraktometru STOE, typ STADI-P (Stoe & Cie company) na ÚGV PřF MU v Brně za podmínek: záření $\text{CoK}\alpha$ (1,788965), záznam úhlů 2θ 8-80°, pozičně citlivý detektor, digitalizovaný záznam počítačem. Vyhodnocení záznamu bylo provedeno pomocí firemního softwaru STOE WinX-pow tímto způsobem: u difrakčního spektra bylo odečteno pozadí, vyhledány píky (difrakční maxima) a upřesněna jejich poloha. Nalezené píky byly porovnány s databází PDF-2 a identifikovány minerální fáze.

8 VLASTNÍ POZNATKY

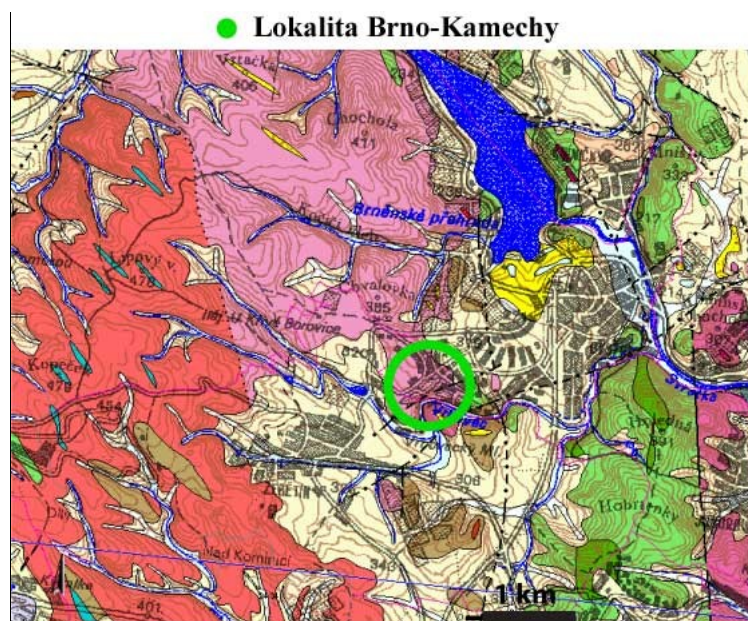
8.1 Charakteristika zájmových lokalit s ohledem na horninové typy

8.1.1 Granodiorit typu Veverská Bítýška

Granodiority typu Veverská Bítýška jsou velmi dobře odkryty mnoha přírodními odkryvy a také řadou probíhajících stavebních prací mezi Brnem-Bystřicí, Žebětínem a Veverskou Bítýškou. Tyto biotitické až amfibol-biotitické granodiority mají narůžovělou barvu. Jsou nestejnosemálně zrnité, drobnosemálně. Texturu mají všesměrnou, masivní. Strukturu lze charakterizovat jako hypautomorfně zrnitou, místy až kataklastickou (Štelcl et al., 1986). Obsahují hojné reliktové plášťových hornin, zejména dioritů a metadioritů. Charakteristická je také silná epidotizace granodioritu.

▪ Lokalita Brno-Kamechy

Studovaná lokalita se nachází na západním okraji městské části Brno-Bystřice IIa v prostoru Kamechy, cca 1,5 km severovýchodně od obce Žebětín. Přístup je možný po asfaltové komunikaci odbočující vlevo ze silnice mezi městskou částí Brno-Bystřice a obcí Žebětín (obr. 13). Vzorky hornin byly odebrány z granodioritu typu Veverská Bítýška při příležitosti stavby sídliště Kamechy. Na složení této horniny se podílí hlavně plagioklas, křemen, K-živce, biotit a v malé míře amfibol. Plagioklasy jsou 0,3 – 0,5 mm velké, hypautomorfně omezené s občasným dvojčatným lamelováním. Často bývají sericitizovány. Xenomorfně, vzácněji až hypautomorfně omezené, undulózně zhášející křemeny dosahují rozměrů kolem 0,4 mm. K-živce dosahují velikosti 0,6 mm a bývají hypautomorfně omezeny. Biotity se vyskytují ve formě hypautomorfně až xenomorfně omezených lupínek o velikosti kolem 0,5 mm. Pukliny těchto hornin bývají často vyplněny minerály epidot-zoisitové skupiny.



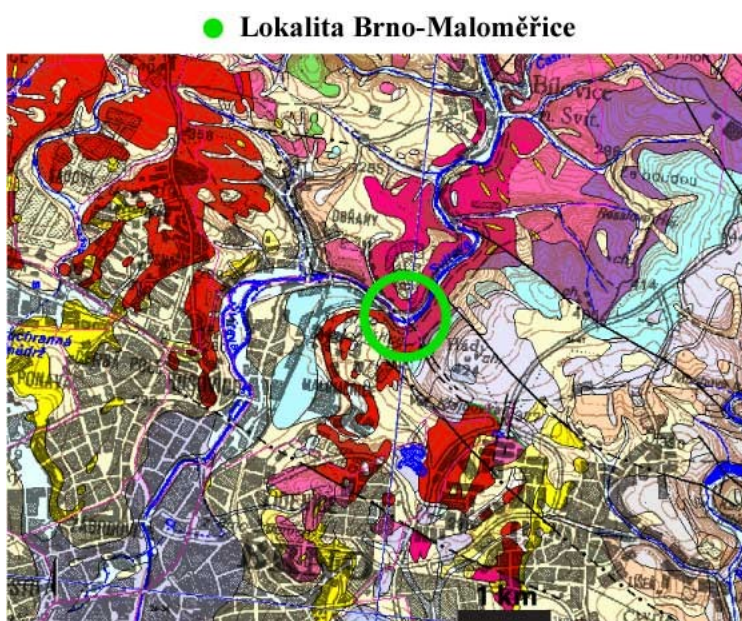
Obr. 13: Výřez z geol. mapy 1 : 50 000, list M-24-32, legenda ke geologické mapě viz. příloha č. 13 a 14, (<http://nts2.cgu.cz>). Kroužkem je vyznačena lokalita odběru vzorků z granodioritu typu Veverská Bítýška.

8.1.2 Granodiorit typu Blansko

Granodiority typu Blansko, jsou biotitické až amfibol-biotitické a nachází se v řadě mohutných odkryvů především v údolí řeky Svitavy. Mají šedou barvu a bývají drobnozrnné, hypautomorfně zrnité. Textura bývá všesměrná. Granodiority obsahují peckovité uzavřeniny cm až dm rozměrů, které svým složením odpovídají amfibolicko-biotitickým dioritům (Štelcl et al., 1986).

▪ Lokalita Brno-Maloměřice

Lokalitu představuje starý lom, který se nachází na levém břehu Svitavy v blízkosti křížení železniční tratě s nově zbudovanou cyklostezkou spojující městskou část Brno-Obřany s obcí Bílovice nad Svitavou (obr. 14). Hornina je tvořena především plagioklasem, K-živcem, křemenem, biotitem a amfibolem. Tabulkovité plagioklasy o velikosti 0,4 mm bývají polysynteticky zdvojitelné a jsou omezeny hypautomorfně až xenomorfně. Xenomorfně omezené K-živce dosahují v průměru 1 mm. Undulózně zhašející křemen bývá xenomorfní, 0,3 mm velký. Lupínky biotitu o velikosti kolem 2 mm, bývají xenomorfní. Hypautomorfní amfibol může dosahovat až 3 mm. Na puklinách se objevují zelené výplně tvořené epidotem.



Obr. 14: Výřez z geol. mapy 1 : 50 000, list M-24-41, legenda ke geologické mapě viz. příloha č. 13 a 14, (<http://nts2.cgu.cz>). Kroužkem je vyznačena lokalita odběru vzorků z granodioritu typu Blansko.

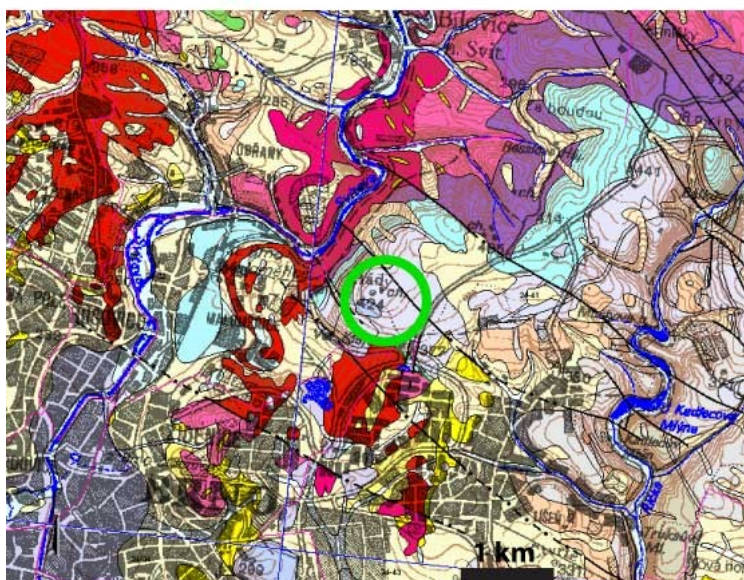
8.1.3 Granodiorit typu Královo Pole

Jak umělé tak přírodní odkryvy tohoto typu granodioritu se objevují přímo na území města Brna a to především v Židenicích, Králově Poli, Husovicích a Obřanech. Dále pak v okolí Mokré Hory, Vranova a Útěchova. Biotitické granodiority typu Královo Pole mají narůžovělou barvu, bývají středně zrnité až drobnozrnné s hypautomorfně zrnitou strukturou. Nápadné jsou až 1 cm dlouhé pseudohexagonální sloupce biotitu, které se však v tomto typu granodioritu vyskytují pouze lokálně.

▪ Lokalita Brno-Hády

Tato lokalita se nachází na severozápadním okraji městské části Brno-Líšeň, na jv. cípu lomu Na Hádech (obr. 15). Je přístupná po asfaltové komunikaci spojující lom Hády se silnicí č. 373. Granodiority jsou zde odkryty přírodními odkryvy. Hornina je jak na povrchu tak po puklinách prostoupena limonitem, což způsobuje její černý vzhled. Na minerálním složení hornin se podílí automorfně až xenomorfně omezené plagioklasy, které bývají polysynteticky zdvojitěné. Zrna plagioklasů dosahují velikosti kolem 3 mm a jsou často postižena sericitizací. Křemen bývá omezen xenomorfně a zpravidla undulózně zháší. K-živce dosahují velikosti kolem 4 mm a často bývají perthitické. Biotit se zde vyskytuje ve formě hypautomorfních až xenomorfních lupínků, o velikosti až 5 mm.

● Lokalita Brno-Hády

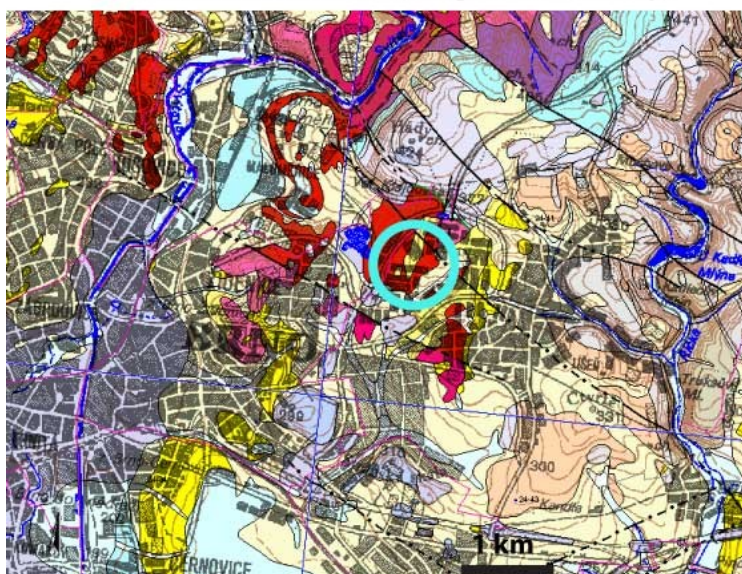


Obr. 15: Výřez z geol. mapy 1 : 50 000, list M-24-41, legenda ke geologické mapě viz. příloha č. 13 a 14, (<http://nts2.cgu.cz>). Kroužkem je vyznačena lokalita odběru vzorků z granodioritu typu Královo Pole.

▪ Lokalita Brno-Líšeň

Lokalita Brno-Líšeň se nachází na severozápadním okraji městské části Brno-Líšeň. Vpravo od asfaltové silnice č. 373, cca 800 m před hotelem Velká Klajdovka ve směru z Brna na Ochoz (obr. 16). Vzhledem k tomu, že se jedná o granodiorit typu Královo Pole, je minerální složení horniny zcela totožné s předchozí lokalitou. Opět se zde objevuje především plagioklas, K-živce a křemen, které mají opticky stejné vlastnosti a totožné rozměry, jako na lokalitě Brno-Hády. Přestože je tato lokalita od lokality Brno-Hády vzdálena pouze cca 300 m a její mineralogické složení je totožné, tvoří zde biotit pouhé šupinky, ale sloupečkovité krystaly značných rozměrů. Pseudohehexagonální sloupečky biotitu o průměru až 11 mm a výšce i 18 mm (viz. fotografie v příloze č. 15) jsem vysbíral z eluvia, neboť hornina je silně navětraná do hloubky několika metrů.

● **Lokalita Brno-Líšeň (sloupečkovité biotity)**

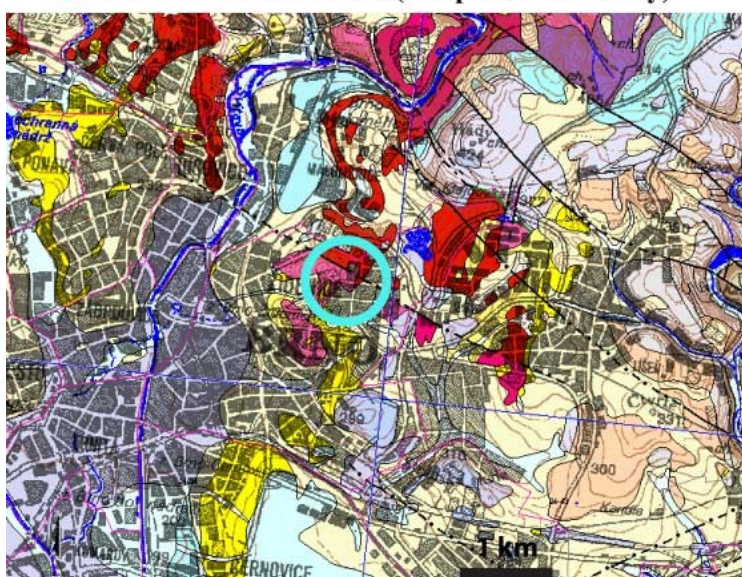


Obr. 16: Výřez z geol. mapy 1 : 50 000, list M-24-41, legenda ke geologické mapě viz. příloha č. 13 a 14, (<http://nts2.cgu.cz>). Kroužkem je vyznačena lokalita odběru vzorků z granodioritu typu Královo Pole.

■ **Lokalita Brno-Židenice**

Tato lokalita již byla zcela aplanována během výstavby probíhající v 90tých letech minulého století. Vyskytuje se v blízkosti vlakového nádraží v Brně-Židenicích (obr. 17). Jako tomu bylo u předchozích dvou lokalit, jedná se o granodiorit typu Královo-Pole. Horninové vzorky přímo z místa odběru se bohužel nezachovaly, ale dá se předpokládat, že se na minerálním složení opět podílely hlavně plagioklasy, křemeny a K-živce stejné povahy, jako tomu bylo u předchozích lokalit královopolského granodioritu. Pseudohexagonální vzorky biotitu, sloupečkovitého habitu mi byly poskytnuty doc. Lososem a jednalo se o sběr z roku 1990. Výška sloupečkovitých krystalů biotitů dosahuje 22 mm a průměr zhruba 13 mm (viz. fotografie v příloze č. 15).

● **Lokalita Brno-Židenice (sloupečkovité biotity)**



Obr. 17: Výřez z geol. mapy 1 : 50 000, list M-24-41, legenda ke geologické mapě viz. příloha č. 13 a 14, (<http://nts2.cgu.cz>). Kroužkem je vyznačena lokalita odběru vzorků z granodioritu typu Královo Pole.

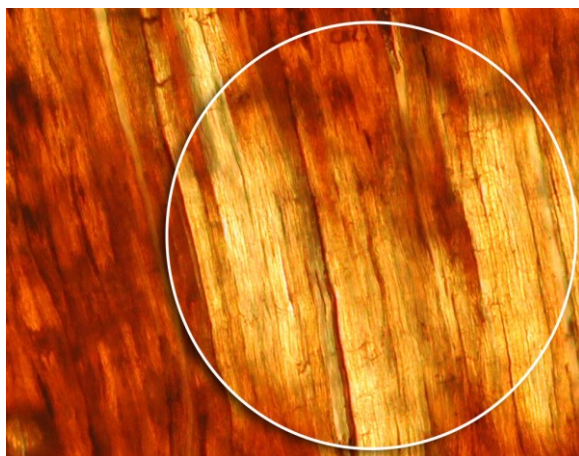
8.2 Mikroskopie biotitu

Z mikroskopického studia zkoumaných biotitů vyplývá, že již opticky existují značné rozdíly mezi běžnými lupenitými biotity (lokalita Brno-Kamechy, Brno-Maloměřice a Brno-Hády) a sloupečkovitými biotity (lokalita Brno-Židenice a Brno-Kamechy).

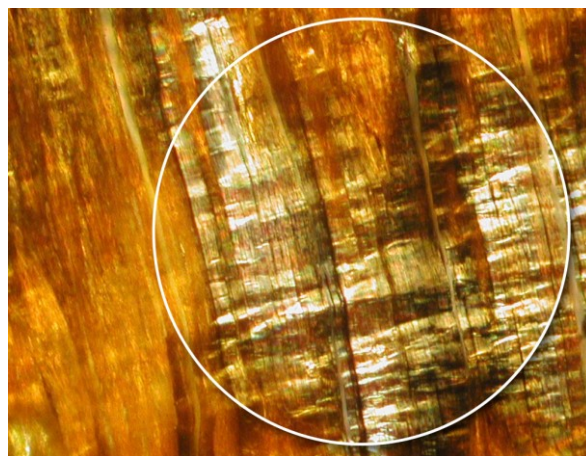
Sloupečkovité biotity tvoří automorfní, pseudohexagonální krystaly. Partie biotitu, které nejsou postiženy přeměnou, bývají hnědé až červenohnědé a pleochroické (X – žlutohnědá, Y a Z – červenohnědá). U sloupečkovitých biotitů lze sledovat přeměnu, která se projevuje vybělením postižených partií. Takto alterované části biotitu stále vykazují slabý pleochroismus. Podél ploch štěpnosti biotitu lze často pozorovat podélné, čočkovité uzavřeniny obsahující různé sekundární minerály, nejčastěji albit.

Běžné, lupenité biotity vytváří hypautomorfní až xenomorfní tabulky. Nepřeměněný biotit je však vzácný. Častěji se vyskytuje v podobě zprohýbaných, roztřepených, větvenovitých či jinak deformovaných lupínků. Dle stupně přeměny jsou biotitové lupínky hnědé, hnědozelené nebo zelené barvy. Jedná se pravděpodobně o smíšenou strukturu minimálně dvou fází. Prokazatelná je chloritizace, která se při pozorování ve zkřížených nikolech projevuje modrošedými tzv. anomálními interferenčními barvami. Štěpné trhliny biotitu bývají často vyplněny opáknými minerály, nejčastěji limonitem.

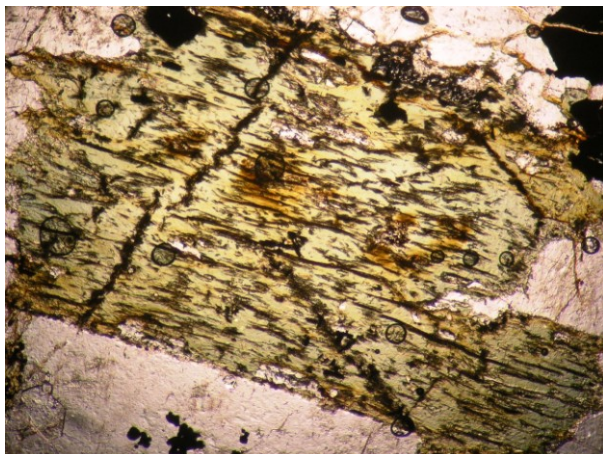
V obou uvedených typech biotitu se často objevují uzavřeniny různým minerálů. Většinou se jedná o zirkon, který kolem sebe mívá pleochroické dvůrky, ale neméně často biotit uzavírá také krystalky apatitu, hematitu, ilmenitu, magnetitu, plagioklasu, rutilu a titanitu. Těmto uzavřeninám je věnována samostatná kapitola 8.3.



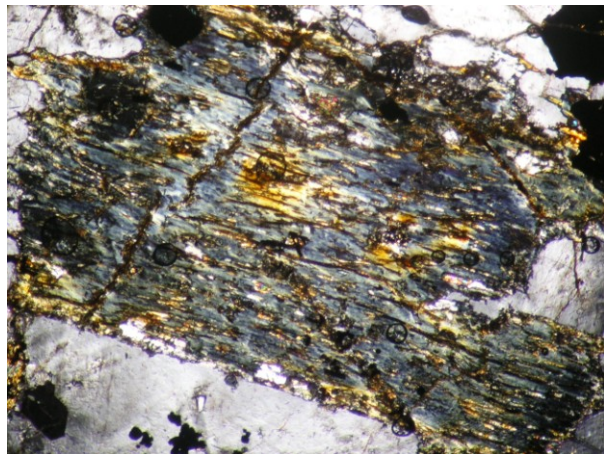
Obr. 18: Detail alterace sloupečkovitého krystalu biotitu, projevující se vybělením postižené části, v řezu kolmém na štěpnost, Brno-Židenice, PPL, 40 x, foto J. Prokop.



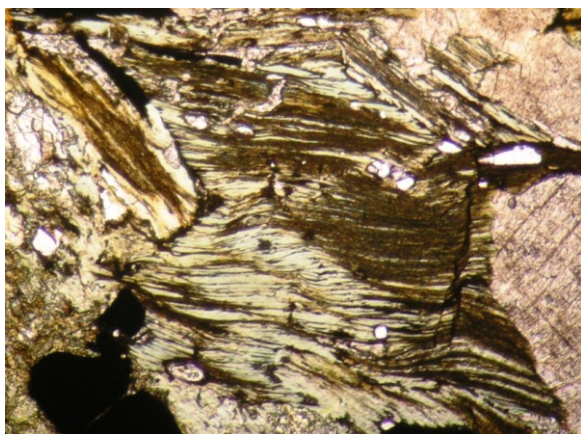
Obr. 19: Detail alterace sloupečkovitého biotitu, projevující se vybělením v řezu kolmém na štěpnost, Brno-Židenice, XPL, 40 x, foto J. Prokop.



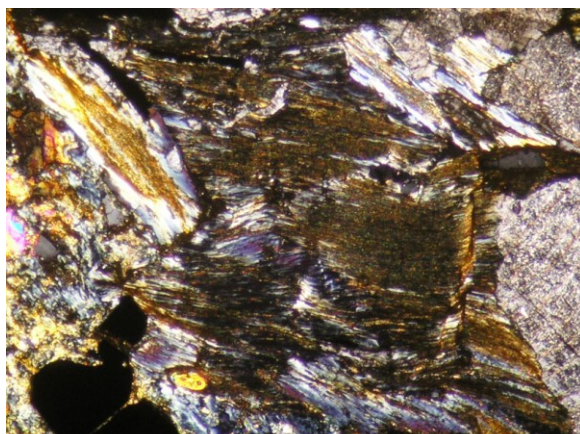
Obr. 20: Chloritizace biotitu, projevující se zelenou barvou postižených partií biotitu, v řezu kolmém na štěpnost, Brno-Maloměřice, PPL, 16 x, foto J. Prokop.



Obr. 21: Charakteristické levandulově modré barvy ve zkřížených nikolech typické pro chloritizaci biotitu, v řezu kolmém na štěpnost, Brno-Maloměřice, XPL, 16 x, foto J. Prokop.



Obr. 22: Alterace běžného biotitu projevující se tvorbou smíšených struktur, v řezu kolmém na štěpnost, Brno-Maloměřice, PPL, 16 x, foto J. Prokop.



Obr. 23: Tvorba dvoj- až trojfázových minerálních systémů na úkor původního biotitu, v řezu kolmém na štěpnost, Brno-Maloměřice, XPL, 16 x, foto J. Prokop.

8.3 Uzavřeniny v biotitu

Studované biotity jsou značně nehomogenní a uzavírají minerály rozličné morfologie. Všechny vzorky odebraných biotitů obsahují uzavřeniny apatitu, hematitu, ilmenitu, magnetitu, plagioklasu, rutilu, titanitu a zirkonu. Sloupečkovitá individua klinozoisitu se objevila pouze v biotitu na lokalitě Brno-Židenice. Epidot a kalcit byly zjištěny pouze v šupinkovitých biotitech z lokalit Brno-Maloměřice a Brno-Kamechy.

Apatit se vyskytuje ve vzorcích biotitů ze všech studovaných lokalit. Morfologicky tvoří apatit xenomorfní až automorfní, krátce nebo dlouze prizmatické krystalky, které bývají orientovány paralelně se štěpností biotitu.

Ilmenit vytváří drobná zrna a lišty, které často obsahují uzavřeniny staršího, automorfně omezeného apatitu. Některá zrna ilmenitu bývají po okrajích limonitizována. Vzorky ilmenitů byly analyzovány na lokalitách Brno-Židenice a Brno-Líšeň. Jedná se o ilmenity se značným zastoupením pyrofanitové složky v množství 23-30 % apfu. Geikielitová složka není zastoupena.

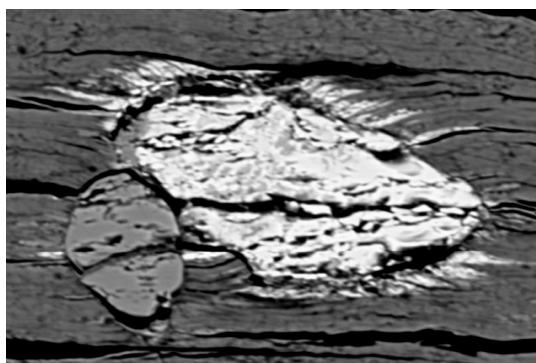
Empirické vzorce ilmenitů:

Bod č. 5 $(\text{Fe}^{2+}_{0,64} \text{Mn}_{0,30})_{0,94} \text{Ti}_{1,00} \text{O}_3$

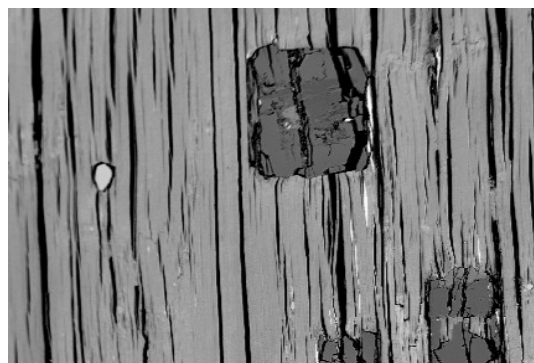
Bod č. 17 $(\text{Fe}^{2+}_{0,72} \text{Mn}_{0,23} \text{Fe}^{3+}_{0,11})_{1,06} \text{Ti}_{0,96} \text{O}_3$

Bod č. 18 $(\text{Fe}^{2+}_{0,64} \text{Mn}_{0,29} \text{Fe}^{3+}_{0,14})_{1,07} \text{Ti}_{0,95} \text{O}_3$

Vzorce byly kalkulovány na sumu dvou kationtů. Bodové WDX-analýzy ilmenitů z lokalit Brno-Židenice (bod č. 5) a Brno-Líšeň (bod č. 17 a 18) jsou uvedeny v tabulce č. 1 (viz. příloha č. 3).



Obr. 24: Nehomogenní, xenomorfně omezené zrna ilmenitu s limonitizací po okrajích (velikost ilmenitu 50 x 100 μm). Xenomorfně omezené zrna apatitu (vlevo dole); Brno-Líšeň; BSE; foto R. Škoda.



Obr. 25: Automorfně až hypautomorfně omezená zrna klinozoisitu (velikost průřezů 100 x 100 μm); Brno-Líšeň; BSE; foto P. Gadas.

Epidot se vyskytuje ve vzorcích biotitu z granodioritu typu Blansko (lokalita Brno-Maloměřice) a granodioritu typu Veverská Bítýška (lokalita Brno-Kamechy). Nejčastěji se vyskytuje podél styku biotitu s okolními minerály. Méně často vyplňuje štěpné trhliny a poruchy v biotitu.

Empirické vzorce epidotů:

Bod č. 6 $(\text{Ca}_{2,04}\text{Mn}_{0,01})\text{Fe}^{3+}_{0,99}\text{Al}_{1,94}\text{Mg}_{0,05}(\text{Si}_{2,00}\text{O}_7)(\text{Si}_{1,00}\text{O}_4)\text{O}(\text{OH})$

Bod č. 8 $(\text{Ca}_{1,93}\text{Mn}_{0,02})\text{Fe}^{3+}_{1,06}\text{Al}_{1,87}\text{Mg}_{0,05}(\text{Si}_{2,00}\text{O}_7)(\text{Si}_{1,00}\text{O}_4)\text{O}(\text{OH})$

Bod č. 9 $(\text{Ca}_{2,01}\text{Mn}_{0,02})\text{Fe}^{3+}_{0,87}\text{Al}_{2,04}\text{Mg}_{0,01}(\text{Si}_{2,00}\text{O}_7)(\text{Si}_{1,00}\text{O}_4)\text{O}(\text{OH})$

Vzorce byly kalkulovány na základě 12,5 atomů kyslíku. Bodové WDX-analýzy epidotů z lokality Brno-Maloměřice (bod č. 6, 8 a 9) jsou uvedeny v tabulce č. 2 (viz. příloha č. 3).

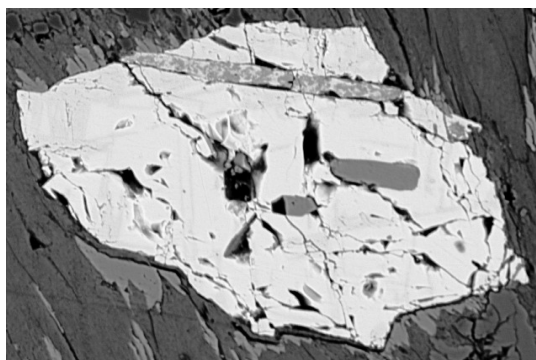
Hematit byl zjištěn pouze ve vzorcích z lokalit Brno-Hády a Brno-Kamechy, kde vytváří dlouze prizmatické až jehlicovité krystaly o velikosti 50 x 10 μm . Dále se objevuje ve formě odmišenin v magnetitu a ilmenitu.

Klinozoisit vytváří krátce sloupečkovitá zrna nebo čtvercové průřezy a objeven byl v uzavřeninách biotitu na lokalitě Brno-Židenice v granodioritu typu Královo Pole. I když je jeho vznik s největší pravděpodobností sekundárního původu, vytváří dobře omezené automorfní až hypautomorfní krystaly.

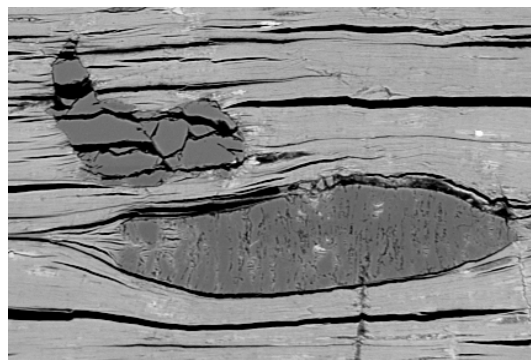
K-živec bývá v biotitu uzavírán v podobě automorfních až hypautomorfních, často korodovaných krystalů a zrn.

Rutil se vyskytuje ve dvou podobách. Rutil-sagenit vyplňuje štěpné plochy biotitu a je vůči těmto plochám orientován kolmo. Délka jehlic dosahuje zhruba 5 - 10 μm . Druhou formou jeho výskytu jsou odmišneniny v magnetitu nebo ilmenitu.

Titanit se v hostitelském biotitu vyskytuje hned v několika podobách. Jednak může tvořit automorfně omezená zrna nebo drobná, zaoblená zrnka. Titanit často vyplňuje trhliny a nebo tvoří v biotitu lišty orientované paralelně se štěpností biotitu. Automorfní krystaly titanitu občas obsahují uzavřeniny rutilu a odmišneniny magnetitu. V některých případech titanit lemuje zrna staršího magnetitu.

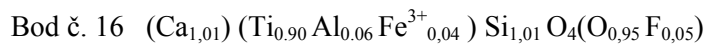
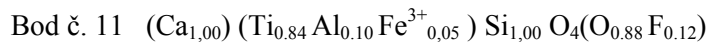
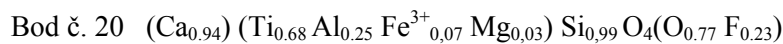
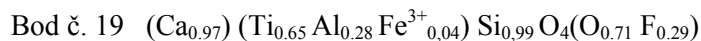


Obr. 26: Xenomorfní magnetit uzavírající lištu ilmenitu (nahore), která je alterována na směs hematitu (světlé partie) a rutilu (tmavé partie). Zrno magnetitu dále uzavírá sloupce apatitu a je lemováno titanitem (šedý). (velikost magnetitu 100 x 150 μm); Brno-Kamechy; BSE; foto P. Gadas



Obr. 27: Dvě formy výskytu plagioklasu. Vlevo nahore starší, kataklazovaný oligoklas. Uprostřed mladší albit, vyplňující stěpnou trhlinu biotitu (rozměr 200 x 20 μm); Brno-Kamechy; BSE; foto P. Gadas.

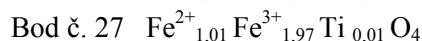
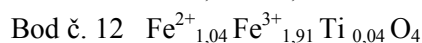
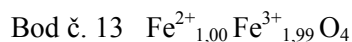
Empirické vzorce titanitů:



Vzorce byly kalkulovány na základ 5 atomů kyslíku. Bodové WDX-analýzy titanitů z lokalit Brno-Kamechy (bod č. 19 a 20) a Brno-Maloměřice (bod č. 11 a 16) jsou uvedeny v tabulce č. 3 (viz. příloha č. 3).

Magnetit vytváří v uzavírajícím biotitu převážně izometrická zrna s xenomorfním až automorfním omezením. V magnetitu se občas objevují uzavřené lišty ilmenitu, které jsou hydrotermálně alterovány na směs hematitu a rutilu.

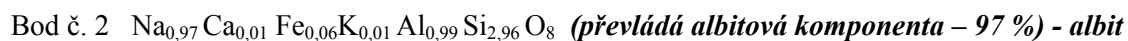
Empirické vzorce magnetitů:



Vzorce byly kalkulovány na sumu 4 atomů kyslíku. Bodové WDX-analýzy magnetitů z lokalit Brno-Kamechy (bod č. 13), Brno-Maloměřice (bod č. 12) a Brno-Hády (bod č. 27) jsou uvedeny v tabulce č. 4 (viz. příloha č. 3).

Plagioklas se vyskytuje ve formě xenomorfních a výrazně deformovaných zrn. Mladší plagioklasy mohou vyplňovat štěpné plochy biotitu. Ve zkoumaných plagioklasech převládá albitová složka.

Empirické vzorce plagioklasů:



Vzorce byly kalkulovány na základ 8 atomů kyslíku. Bodové WDX-analýzy plagioklasů z lokalit Brno-Líšeň (bod č. 1 a 2) jsou uvedeny v tabulce č. 5 (viz. příloha č. 3).

Zirkon tvoří zaoblená, drobná zrnka, která většinou nejsou omezena krystalovými plochami. Drobné krystalky zirkonu se občas koncentrují podél štěpných ploch biotitů.

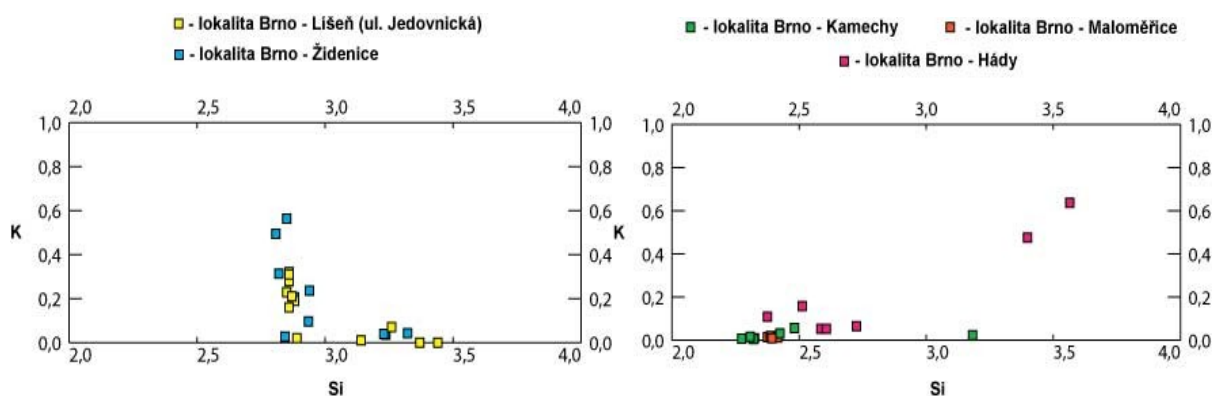
8.4 Distribuce jednotlivých prvků v alterovaných biotitech

Reprezentativní bodové WDX-analýzy chemického složení biotitů jsou uvedeny v tabulkách č. 6 – 13 (viz. příloha č. 4 – 11). Všechny chemické analýzy použité v diagramech této sekce byly pro zjednodušení přepočteny na 11 atomů kyslíku. Změny v chemismu biotitů jsou patrné ve všech strukturních pozicích. Diskutované prvky reagují téměř bezvýhradně na pokles nebo zvýšení obsahu křemíku v tetraedrické pozici a z tohoto důvodu je Si^{IV} v níže uvedených diagramech využíván.

▪ Mezivrstevní pozice

V mezivrstevních pozicích dominují především draslikové kationty. Hodnoty draslíku jsou obecně vyšší u sloupečkovitých biotitů, kde dosahují průměrných hodnot 0,16 (lokalita Brno-Líšeň) a 0,21 (lokalita Brno-Židenice) atomů na vzorcovou jednotku (apfu). Nejvyšší hodnoty K (až 0,56 apfu) byly zaznamenány na lokalitě Brno-Židenice.

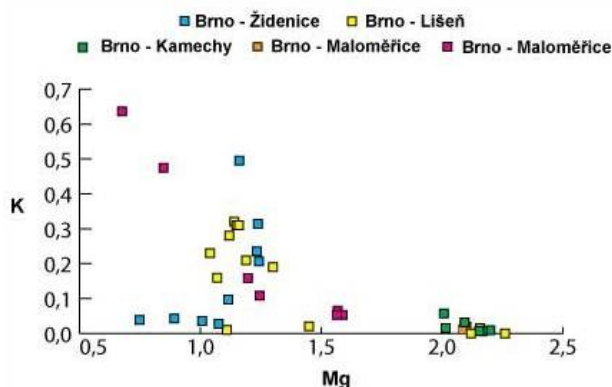
U běžných biotitů ostatních lokalit, které nevytvářely sloupcovité krystaly, se průměrné hodnoty draslíku pohybovaly pouze mezi 0,02 a 0,03 apfu. Výjimku představuje lokalita Brno-Hády, kde se hodnota draslíku pohybovala v širokém intervalu od 0,05 až po 0,63 apfu (obr. 28).



Obr. 28: Diagram – poměr K vs. Si sloupečkovitých biotitů lokalit Brno-Líšeň, -Židenice (vlevo) a běžných biotitů Brno-Kamechy, -Maloměřice, -Hády (vpravo), (počet prvků na bázi 11 atomů kyslíku).

Z obr. 28 je patrné zvyšování obsahu Si^{IV} v závislosti na snižování obsahu mezivrstevního K u sloupečkovitých biotitů a naopak snižování obsahu Si^{IV} v závislosti na snižování K u běžného šupinkovitého biotitu z ostatních lokalit.

Dále lze na většině lokalit sledovat pokles obsahu mezivrstevního draslíku v závislosti na nárůstu Mg kationtů v oktaedrických pozicích, popřípadě v mezivrsteví.



Výjimku představuje lokalita sloupečkovitých biotitů Brno-Židenice, kde je tento vývoj opačný (obr. 29).

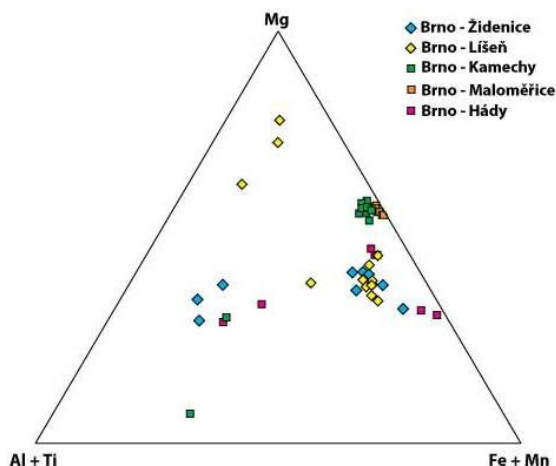
Obr. 29: Diagram – poměr K vs. Mg na jednotlivých lokalitách, (počet prvků stanoven na sumu 11 atomů kyslíku).

Z dalších kationtů je v mezivrstvi zastoupen především vápník. Jeho obsah však dosahoval významnějších hodnot pouze u sloupečkovitých biotitů obou lokalit (max. 0,20 apfu) a na lokalitě Brno-Hády (max. 0,15 apfu). Na těchto lokalitách byly zároveň zaznamenány vyšší obsahy draslíku a bylo možno pozorovat nárůst obsahu Ca v závislosti na úbytku K . Na ostatních lokalitách byly obsahy Ca nevýznamné a spíše kopírovaly rapidní pokles mezivrstevního draslíku.

Měřeny byly také sodík a barium, avšak na žádné z lokalit nedosahovaly v mezivrstevních pozicích biotitu významnějších hodnot, ani jakýkoliv vztah k některému z dalších prvků.

▪ Oktaedrické pozice

Mezi naprosto dominující kationty v oktaedrických pozicích patří Mg , Fe a Al . Obr. 30 ukazuje značnou variabilitu v zastoupení těchto prvků v biotitech na jednotlivých lokalitách, přičemž obsahy Ti a Mn jsou zanedbatelné a na celkovou pozici hlavních prvků v diagramu nemají zásadní vliv.



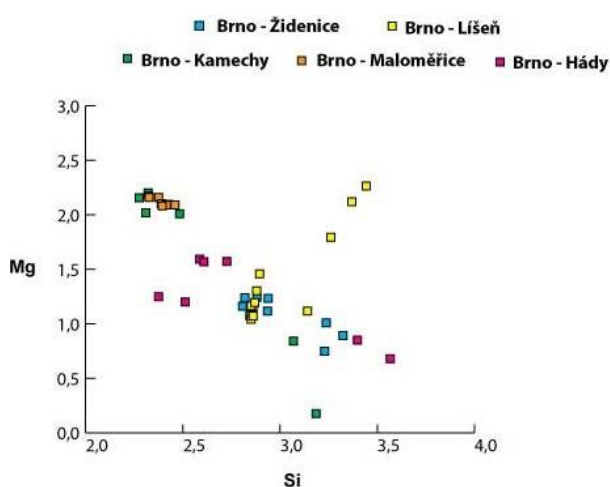
U sloupečkovitých biotitů z lokality Brno-Židenice dochází k substituci Al za Fe , která je doprovázena mírným snižováním obsahu Mg . Pro sloupečkovité biotity z lokality Brno-Lišeň je naopak typická substituce Mg za Fe , při variabilním obsahu Al .

Obr. 30: Distribuce hlavních prvků v oktaedrických pozicích biotitů, (počet prvků na bázi 11 atomů kyslíku).

Pro šupinkovité biotity z Brna-Maloměřic je charakteristické nejnížší zastoupení Al v oktaedrech s převažujícím obsahem Mg nad Fe . Poměr těchto dvou prvků je konstantní a nelze proto pozorovat žádnou substituci. Na lokalitě Brno-Hády klesá obsah Fe s narůstajícím Al při variabilních hodnotách Mg . Naopak substituce Mg za Al byla zaznamenána pouze na lokalitě Brno-Kamechy, kde lze rovněž pozorovat substituci Fe za Al .

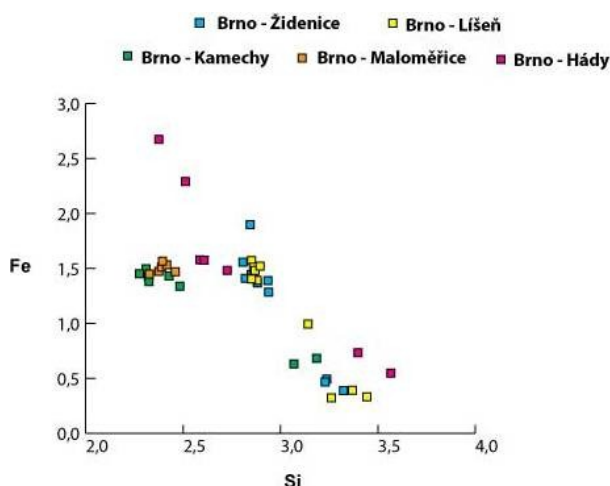
S výjimkou lokality Brno-Líšeň dochází téměř ve všech případech k poklesu Mg^{VI} při současném nárůstu Si^{IV} (obr. 31). Nejvyšší hodnoty Mg byly zjištěny v biotitech na lokalitě Brno-Líšeň (2,26 apfu), ale obecně je obsah Mg kationtů u sloupečkovitých biotitů nižší v porovnání s ostatními zkoumanými vzorky.

U sloupečkovitých biotitů lokality Brno-Hády lze pozorovat jednoznačný pokles obsahu oktaedrického Fe za současně nárůstu Si v tetraedrických pozicích (obr. 32). Na ostatních lokalitách jsou poměry těchto kationtů konstantní a vývoj jejich poměru tak nelze jednoznačně potvrdit. Nejvyšší obsahy Fe byly zjištěny u biotitů na lokalitě Brno-Hády (až 2,70 apfu), naopak nejnižší obsahy byly zaznamenány na lokalitách sloupečkovitých biotitů (kolem 0,30 kationtů Fe pfu).

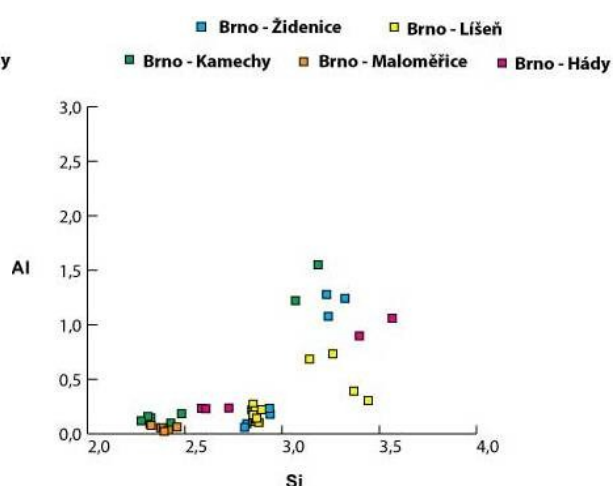


Obr. 31: Diagram – poměr Mg^{VI} vs. Si^{IV} na jednotlivých lokalitách, (počet prvků na bázi 11 atomů kyslíku).

Obsah hliníku v oktaedrických pozicích, až na malé výjimky, klesá se snižujícím se obsahem křemíku v tetraedrických pozicích (obr. 33). Na lokalitě Brno-Kamechy dosahuje obsah Al nejvyšších hodnot a to až 1,50 apfu. Naopak téměř nulové hodnoty byly změřeny u biotitů z Brna-Maloměřic a Brna-Hády.



Obr. 32: Diagram – poměr Fe^{VI} vs. Si^{IV} na jednotlivých lokalitách, (počet prvků na bázi 11 atomů kyslíku).



Obr. 33: Diagram – poměr Al^{VI} vs. Si^{IV} na jednotlivých lokalitách, (počet prvků na bázi 11 atomů kyslíku).

Podstatně nižší zastoupení mají v oktaedrických pozicích kationty Ti a Mn. Titan dosahuje u sloupečkovitých biotitů běžné hodnot přes 0,20 apfu (max. 0,26 apfu). Ve vzorcích běžných biotitů

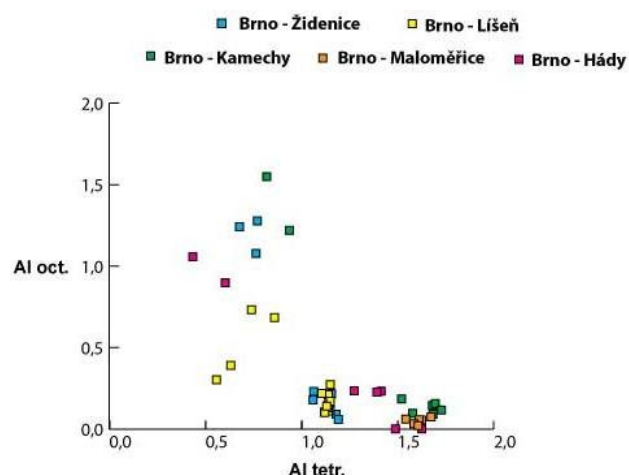
z ostatních lokalit se však obsah Ti pohybuje v průměru kolem 0,016 apfu. Obsah Ti se snižuje při nárůstu Al^{VI} .

U studovaných biotitů ze všech zájmových lokalit obecně dochází k nárůstu obsahu manganu při současném poklesu Si^{IV} . Nejvyšší hodnoty Mn byly změřeny na lokalitě Brno-Maloměřice (až 0,09 apfu). Nejnížší hodnoty byly zjištěny na obou lokalitách sloupečkovitých biotitů a na lokalitě Brno-Hády, kde se minimální hodnoty pohybovaly kolem 0,01 apfu.

Z dalších oktaedrických kationtů byly kromě již zmiňovaných prvků měřeny také Zn, Cr a Ni, jejich obsahy jsou však zanedbatelné.

▪ Tetraedrické pozice

Hodnoty a trendy vývoje obsahů tetraedricky koordinovaného křemíku již byly několikrát zmíněny v rámci porovnání obsahu prvků v mezivrstvě a oktaedrech. Průměrná hodnota Si v tetraedrech se pohybuje kolem 2,80 apfu. Ve sloupečkovitých biotitech jsou obsahy Si v tetraedrech vyšší než ve vzorcích z ostatních lokalit.



Obr. 34 znázorňuje obsazení tetraedrických pozic hliníkem ve vztahu k obsahu Al v oktaedrických pozicích. Až na některé výjimky dochází s nárůstem Al^{IV} ke snižování obsahu hliníku v oktaedrických pozicích.

Obr. 34: Diagram – poměr Al^{VI} vs. Al^{IV} na jednotlivých lokalitách, (počet prvků na bázi 11 atomů kyslíku).

8.5 RTG-difrakce

Identifikace minerálů skupiny slíd pomocí rtg-difrakce lze, stejně jako u ostatních fylosilikátů, provádět především pomocí sekvence bazálních difrakcí 00 l a případně také pomocí difrakcí 060 a 331. Pro minerály skupiny biotitu je charakteristické, že d -hodnoty bazálních difrakcí jsou odvozeny z jejich charakteristické mezivrstevní vzdálenosti, která se pohybuje v rozmezí 9,9 až 10,3 Å. Bazální difrakce bývají v případě reflexe intenzivnější než nebazální, avšak naopak je tomu v případě transmise. Hodnota mezirovinné vzdálenosti, odpovídající difrakci 060 je u trioktaedrických slíd ~ 1,54 Å, zatímco u dioktaedrických ~ 1,50 Å.

Všechny vzorky byly načteny z orientovaných preparátů v transmisním módu, což způsobilo mírné podhodnocení bazálních difrakcí. Difrakční záznamy byly dále posuzovány na základě pozic, intenzit, tvarů a pološírek (FWHM) jednotlivých difrakcí. K identifikaci minerálů skupiny biotitu slouží především bazální reflexy kolem 10 Å (001), 5 Å (002) a 3,3 Å (003). Tyto strukturní roviny však byly zaznamenány pouze na lokalitě Brno-Kamechy a Brno-Židenice. U většiny zkoumaných vzorků se téměř vždy objevují některé z difrakcí kolem 14 Å, 7 Å, 4,6 Å, 3,5 Å, 3,2 Å, 2,6 Å a 1,54 Å. Difrakce s d -hodnotou = 14,1 – 14,8 Å byly zaznamenány na záznamech vzorků z lokalit Brno-Líšeň, Brno-Maloměřice, Brno-Hády a Brno-Kamechy. Tato hodnota by však mohla odpovídat jak vermikulitům, tak minerálům skupiny chloritu, popřípadě i minerálům skupiny smektitu. U chloritů se však objevuje velmi silná bazální difrakce (002) s d -hodnotou zhruba 7,1 Å, která je u ostatních jmenovaných minerálů buď zcela potlačena a nebo se vyskytuje pouze u atypických koncových členů. Difrakce kolem 7,1 Å se objevují na vzorcích z lokalit Brno-Kamechy a Brno-Maloměřice. Vermikulity a chlority mají další typickou bazální difrakci kolem 4,7 Å, která byla zaznamenána na vzorcích ze všech lokalit. Další hodnoty bazálních difrakcí běžných fylosilikátů vznikajících přeměnou biotitu jsou konfrontovány v tabulce č. 14 a 15 (příloha č. 12) s difrakcemi vzorků biotitu ze zkoumaných lokalit brněnského masivu. V příloze č. 16 jsou porovnávány difrakční záznamy vzorků biotitu vykazujících vyšší krystalinitu (lokality Brno-Obřany a Brno-Kamechy) se záznamy vzorků biotitu s velmi silným difrakčním pozadím, svědčící o nižší krystalinitě (lokality Brno-Líšeň a Brno-Hády). Stanovení difrakce 060, určující příslušnost k trioktaedrickým či dioktaedrickým typům minerálů, může být zkomplikováno výskytem píku křemene ($d = 1,542$ Å). Křemen byl identifikován ve všech difrakčních záznamech zkoumaných biotitů a je reprezentován i dalšími polohami jako například 4,27 a 3,34 Å. Jako kritérium pro odlišení křemene od fylosilikátů jsem zvolil velikost pološířky (FWHM) této difrakce. Pro křemen jsou charakteristické velmi ostré difrakce, avšak naměřené d -hodnoty v oblasti difrakční linie 060 mají naopak značně velkou pološířku a lze tedy tuto d -hodnotu přisuzovat fylosilikátům. U všech alterovaných biotitů se difrakce 060 pohybuje v rozmezí 1,53 – 1,54 Å a lze je tedy řadit k trioktaedrickým minerálům.

Na difrakčních záznamech se často objevují minimálně dva typy difrakčních sad (00 l), jejichž členy bývají v rámci každé sady stejně vzdálené. Krom toho mají členy každé takové difrakční sady stejnou nebo velmi podobnou pološířku, která je odlišná od pološířky členů ostatních sad. Tento vztah však platí pouze na nižších difrakčních úhlech. Na základě uvedených skutečností se lze domnívat, že všechny zkoumané biotity jsou alespoň z části alterovány a na jejich úkor dochází ke tvorbě smíšených struktur.

9 DISKUZE

Studiu biotitu a jeho přeměn z hornin brněnského masivu nebylo dosud věnováno příliš pozornosti. Cehák a Zeman (1960) označili sloupečkovitý biotit z granodioritu typu Královo Pole jako vermikulit. Později se studiem alterace biotitu zabývala Straková-Johnová (1973), která ve své diplomové práci zkoumala přeměny sloupečkovitých biotitů odebraných z granodioritu typu Královo Pole a nově vzniklé minerály označila jako vermikulit a chlorit.

Vzorky biotitů byly odebrány ze tří typů granodioritů brněnského masivu. Vzorky z granodioritu typu Veverská Bítýška jsem odebral na lokalitě Brno-Kamechy. Lokalita Brno-Maloměřice reprezentuje granodiorit typu Blansko. Z granodioritu typu Královo Pole pocházejí vzorky jak z lokality Brno-Hády, tak z lokalit Brno-Líšeň a Brno-Židenice. Kromě lokalit Brno-Líšeň a Brno-Židenice, kde se vyskytují pseudohehexagonální krystaly biotitu sloupečkovitého habitu, se na ostatních lokalitách jedná o běžné lupínkovité biotity.

Již na základě mikroskopického studia lze konstatovat, že studované vzorky nejsou čisté biotity a vždy jsou postiženy různě pokročilým stupněm alterace. U sloupečkovitých biotitů se objevuje jiný typ přeměny oproti běžným biotitům. Naopak společným znakem alterací u obou morfologických typů biotitu je tvorba smíšených struktur. Opticky lze v některých případech rozeznat tvorbu dvou i více minerálních fází. Běžné biotity jsou vždy alespoň z části chloritizovány, sloupečkovité biotity jsou na vybělených partiích pravděpodobně baueritizovány.

Alterované vzorky biotitu ze všech studovaných lokalit jsou nehomogenní a obsahují hojné minerální uzavřeniny. Mezi uzavírané minerály, které vznikly v ranné fázi krystalizace magmatu, patří především apatit, ilmenit, magnetit, K-živec, titanit a zirkon. Dále to jsou sekundární minerály mezi něž se řadí epidot, hematit, kalcit, klinozoisit, plagioklas, rutil a titanit. Vznik těchto sekundárních minerálů pravděpodobně souvisí s působením nízkoteplotních hydrotermálních fluid. Nabohacení těchto fluid Ca, Ti a dalšími prvky může být spjato například s rozpouštěním plagioklasů a amfíbolů v hornině. Dalším možným zdrojem může být i samotný biotit a v něm uzavřené minerály, jejichž přeměnou dochází k uvolňování různým prvků.

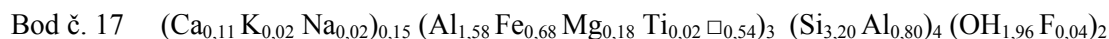
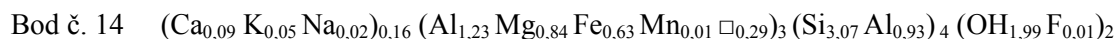
Vzhledem k tomu že většina provedených chemických analýz „biotitů“ pravděpodobně nereprezentuje čisté minerální fáze, pokusil jsem se v rámci porovnání zastoupení jednotlivých prvků vycházet z teoretického vzorce trioktaedrických slíd a obsah prvků vztahovat na sumu 11 kyslíků. Reprezentativní empirické vzorce jsou již přepočteny na počet atomů kyslíku, který náleží konkrétnímu minerálnímu složení. Studované alterace rovněž srovnávám vzhledem k podílu $Mg/Mg + Fe_{tot}$, který se u nejběžnějších magmatogenních biotitů pohybuje v rozmezí 0,52 – 0,65 (Deer et al., 1996).

9.1 Průběh alterace biotitu na jednotlivých lokalitách

• Lokalita Brno-Kamechy

Na základě provedené rentgenové difrakce lze na alterovaných vzorcích biotitu z této lokality identifikovat hlavní bazální difrakce chloritu (14,14 Å, 7,11 Å, 4,62 Å a 3,53 Å). Dále se zde objevují difrakční polohy, které mohou patřit buď původnímu biotitu a nebo minerálům skupiny smektitu (9,03 Å, 4,90 Å a 3,39 Å). D-hodnota odpovídající difrakci 060 činí 1,54 Å, což odpovídá trioktaedrickým minerálům.

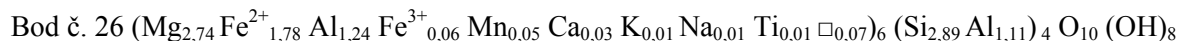
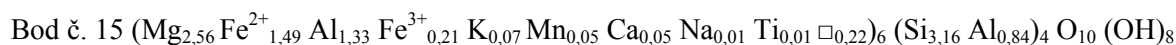
Na vzorcích alterovaných biotitů lze na základě WDX-analýz vyčlenit 2 typy přeměn. První typ alterace je vázán na vybělené partie a projevuje se především výrazným snížením počtu mezivrstevních kationtů a intenzivní redistribucí prvků v oktaedrických pozicích. V mezivrstevních pozicích se dominantním kationtem stává Ca (0,09-0,11 apfu), zatímco v oktaedrických pozicích dominuje Al (1,23 – 1,58 apfu). Značně variabilní je podíl Mg/Mg + Fe_{tot} a pohybuje se v rozsahu od 0,20 do 0,57. Dochází k poklesu obsazení oktaedrických pozic kationty (2,71 - 2,45 apfu), oproti teoretickým 3 atomům na vzorcovou jednotku minerálů skupiny biotitu. Níže uvedené empirické vzorce pravděpodobně reprezentují smíšenou strukturu s výrazným zastoupením smektitové komponenty:



Vzorce byly kalkulovány na sumu 11 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 6 - příloha 4).

Druhý a nejrozšířenější typ přeměny odebraných vzorků biotitu z této lokality se opět projevuje nízkým zastoupením mezivrstevního draslíku (max. 0,05 apfu) a celkovým deficitem mezivrstevních kationtů (0,03 – 0,10 apfu). Podíl Mg/Mg+Fe_{tot} se pohybuje od 0,57 do 0,61. Výrazně narůstá obsazenost oktaedrických pozic (3,60 – 3,80 apfu) v porovnání s teoretickými 3 atomy na vzorcovou jednotku u trioktaedrických slíd. Tímto typem alterace je chloritizace biotitu. Dominantním oktaedrickým kationtem je Mg. Složení nově vzniklých chloritů odpovídá kompozičnímu poli klinochloru a penninu v klasifikaci dle Melky (1965). Jedná se tedy o tri-trioktaedrické Mg-chlority (Wiewióra & Weiss 1990).

Níže uvedené reprezentativní empirické vzorce chloritu zobrazují koncové členy tetraedrické substituce Al³⁺ za Si⁴⁺ (od Si_{3,16} Al_{0,84} do Si_{2,89} Al_{1,11}):

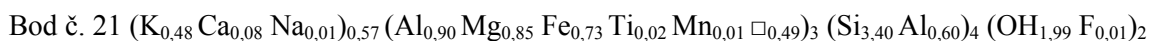


Vzorce byly kalkulovány na základě 14 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 7 - příloha 5).

• Lokalita Brno-Hády

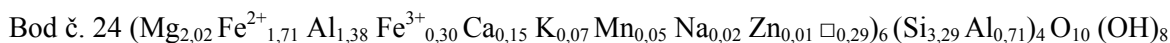
Vyhodnocení údajů RTG-difrakce je v tomto případě poněkud složitější. V difrakčním záznamu jsou d-hodnoty odpovídající jak chloritu, tak vermikulitu (14,4 Å, 4,61 Å, 3,52 Å). Nebyl zaznamenán typický silný pík chloritu v hodnotě kolem 7 Å. Rovněž chybí přítomnost reflexů odpovídajících biotitu. Velmi intenzivní d-hodnota 1,54 Å však potvrzuje náležitost k trioktaedrickým fylsilikátům.

Analýzy z mikrosondy odhalily dva typy přeměny biotitu. Prvním typem jsou fáze reprezentované relativně vysokým obsahem mezivrstevního K (0,48 – 0,65 apfu), vysokým zastoupením Si^{IV} (3,4 – 3,6 apfu) a současně nižší obsazeností oktaedrických pozic oproti teoretickým 3 atomům na vzorcovou jednotku trioktaedrických slíd. Podíl $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}}$ se pohybuje kolem 0,55. Toto chemické složení se blíží dioktaedrickým slídám skupiny fengitu, avšak vzhledem k deficitu mezivrstevních kationtů a tetraedrické substituci Al^{IV} za Si^{IV} je rovněž třeba zvážit příslušnost této fáze k illitům. Následující empirické vzorce ukazují krajní členy tohoto chemického složení:



Vzorce byly kalkulovány na základě 11 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 8 - příloha 6).

Druhý typ alterace biotitu je v porovnání s předchozí formou přeměny mnohem více rozšířený. Vyznačuje se poměrně nízkým zastoupením mezivrstevního draslíku (0,05 – 0,15 apfu), vyšším obsahem Ca (0,13 – 0,20) a vyšší obsazeností oktaedrických pozic (3,3 – 4 apfu), v porovnání s teoretickými 3 atomy na vzorcovou jednotku u trioktaedrických slíd. Podíl $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}}$ se pohybuje od 0,51 do 0,34, dle substituce Fe za Mg v oktaedrických pozicích. Jedná se o chemické složení blízké se chloritům. Takto vzniklé chlority by v kompozičním poli dle Melky (1965) odpovídaly klinochloru, penninu a chamositu, respektive tri-trioktaedrickým Mg- a Fe-chloritům (Wiewióra & Weiss 1990). Reprezentativní empirické vzorce chloritu zobrazující koncové členy tetraedrické substituce Al^{3+} za Si^{4+} (od $\text{Si}_{3,47} \text{Al}_{0,53}$ do $\text{Si}_{3,29} \text{Al}_{0,71}$) lze vyjádřit následovně:



Vzorce byly kalkulovány na základě 14 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 9 - příloha 7).

• Lokalita Brno-Maloměřice

V RTG práškovém záznamu lze rozpoznat bazální difrakce chloritu (14,14 Å, 7,07 Å, 4,61 Å a 3,54 Å). Difrakční píky původní biotitové struktury pravděpodobně zcela chybí. Difrakce mezirovinné vzdálenosti 060 je velmi intenzivní a vzhledem k její hodnotě, která činí 1,54 Å lze nově vzniklou fázi řadit k trioktaedrickým minerálům.

Alterace biotitů na lokalitě Brno-Maloměřice je doprovázena deficitem mezivrstevního draslíku (max. 0,06 apfu) a také ostatních kationtů, které mohou vstupovat do mezivrstevních pozic. Podíl $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ se pohybuje od 0,57 do 0,60. Při porovnání s teoretickým obsazením oktaedrických pozic třemi atomy jako je tomu u trioktaedrických slíd vyplývá, že alterované biotity z této lokality vykazují nadbytek oktaedrických kationtů, který dosahuje průměrné hodnoty kolem 3,7 apfu. Všechny zkoumané vzorky z této lokality byly chloritizovány. Dominantním kationtem v oktaedrech je Mg. Nově vzniklé chlority spadají do kompozičního pole klinochloru a penninu v klasifikaci dle Melky (1965). Jedná se tedy opět o tri-trioktaedrické Mg-chlority (Wiewióra & Weiss 1990).

Reprezentativní empirické vzorce chloritu zobrazující koncové členy tetraedrické substituce Al^{3+} za Si^{4+} (od $Si_{3,13} Al_{0,87}$ do $Si_{2,96} Al_{1,04}$) jsou:

Bod č. 3 $(Mg_{2,66} Fe^{2+}_{1,74} Al_{1,17} Fe^{3+}_{0,13} Mn_{0,08} Ca_{0,04} K_{0,03} Na_{0,01} Zn_{0,01} \square_{0,13})_6 (Si_{3,13} Al_{0,87})_4 O_{10} (OH)_8$

Bod č. 1 $(Mg_{2,75} Fe^{2+}_{1,77} Al_{1,18} Mn_{0,11} Fe^{3+}_{0,07} Ca_{0,02} K_{0,01} Zn_{0,01} \square_{0,08})_6 (Si_{2,96} Al_{1,04})_4 O_{10} (OH)_8$

Vzorce byly kalkulovány na sumu 14 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 10 - příloha 8).

• Lokalita Brno-Židenice (sloupečkovité krystaly biotitu)

Sloupečkovitý biotit z lokality Brno-Židenice vykazuje jiný typ přeměny, než jaký byl sledován u předchozích lokalit. Na základě mikroskopického studia a provedené rtg-difrakce bylo zjištěno, že původní biotitové struktury jsou ve srovnání s běžnými lupínkovitými biotity zachovány ve větší míře.

V difrakčním záznamu se objevují d-hodnoty odpovídající biotitu (9,04 Å, 4,89 Å a 3,39 Å). Další fáze jsou obtížně identifikovatelné. Hodnota mezirovinné vzdálenosti odpovídající difrakci 060 činí 1,54 Å, což odpovídá trioktaedrickým minerálům.

V tomto případě je však mnohem komplikovanější sledovat k jakému minerálnímu složení tato alterace směřuje. Pokusím se zde vyčlenit dva možné typy přeměny biotitu.

Pro první typ je charakteristický relativně vysoký obsah mezivrstevního draslíku (0,21 až 0,56 apfu) a variabilní zastoupení Ca v mezivrstvi (0,04 – 0,16 apfu). Podíl $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ je však překvapivě nízký (0,42 – 0,49), z čehož plyne, že alterovaný biotit má vzhledem ke stádiu jeho přeměny vysoký obsah oktaedrického Fe (1,29 – 1,56). Obsah Fe^{VI} je tak vždy zhruba o 3 – 5% vyšší než zastoupení Mg v oktaedrech. Lze tedy předpokládat, že původní biotit mohl být více železnatý. O méně pokročilém stádiu alterace by svědčil také vyšší obsah Ti v oktaedrických pozicích (0,21 – 0,24 apfu), který kromě druhé lokality sloupečkovitých biotitů (Brno-Líšeň) nebyl již nikde zaznamenán. Obsazenost oktaedrických pozic se pohybuje v rozmezí 2,95 – 3,01 apfu, v porovnání s teoretickými 3 atomy na vzorcovou jednotku u trioktaedrických slíd. Jedná se pravděpodobně o počáteční stádium tvorby smíšené struktury. Následující empirické vzorce porovnávají pravděpodobně nejméně a nejvíce pokročilé stádium tvorby takovéto struktury:

Bod č. 11 ($K_{0,56} Ca_{0,05} Ba_{0,01} Na_{0,01}$)_{0,63} ($Fe_{1,45} Mg_{1,14} Ti_{0,23} Al_{0,12} Mn_{0,02} \square_{0,04}$)₃ ($Si_{2,85} Al_{1,15}$)₄ ($OH_{1,99} Cl_{0,01}$)₂

Bod č. 6 ($K_{0,21} Ca_{0,16} Na_{0,02} Ba_{0,01}$)_{0,40} ($Fe_{1,37} Mg_{1,24} Ti_{0,24} Al_{0,10} Mn_{0,02} \square_{0,03}$)₃ ($Si_{2,88} Al_{1,12}$)₄ ($OH_{1,97} F_{0,02} Cl_{0,01}$)₂

Vzorci byly kalkulovány na základě 11 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 11 - příloha 9).

Druhý typ přeměny se vyznačuje nižším zastoupením K v mezivrstvi (0,03 – 0,04 apfu), avšak poměrně vysokým obsahem Ca (0,15 – 0,20 apfu). Dominantním prvkem v oktaedrických pozicích bývá Al (1,1 – 1,24 apfu) a podíl Mg/Mg + Fe_{tot} se pohybuje od 0,62 do 0,70. Obsazení oktaedrických pozic kationty se pohybuje v hodnotách od 2,53 do 2,60 apfu, oproti teoretickým 3 atomům na vzorcovou jednotku minerálů skupiny biotitu. Pravděpodobně se jedná o pokročilejší stádium tvorby smíšené struktury s vyšším podílem smektitové komponenty, které by se dalo vyjádřit následujícím empirickým vzorcem:

Bod č. 7 ($Ca_{0,20} K_{0,04} Na_{0,02}$)_{0,26} ($Al_{1,08} Mg_{1,01} Fe_{0,49} Ti_{0,01} \square_{0,41}$)₃ ($Si_{3,24} Al_{0,76}$)₄ OH₂

Bod č. 9 ($Ca_{0,15} K_{0,04} Na_{0,01}$)_{0,20} ($Al_{1,24} Mg_{0,89} Fe_{0,39} Mn_{0,01} \square_{0,47}$)₃ ($Si_{3,32} Al_{0,68}$)₄ OH₂

Vzorci byly kalkulovány na sumu 11 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 12 - příloha 10).

• Lokalita Brno-Líšeň (sloupečkovité krystaly biotitu)

V difrakčním záznamu se objevují velmi intenzivní bazální difrakce 14,8 Å, 4,56 Å a 3,58 Å, které by mohly patřit minerálním skupinám smektitu, vermikulitu nebo chloritu. Difrakce biotitu se buď neobjevují a nebo jsou jen velmi obtížně identifikovatelné. Struktura alterovaných biotitů z této lokality je smíšená a na základě RTG difrakce nelze ostatní fáze s určitostí stanovit. I přes to ji lze řadit k trioktaedrickým minerálům a to na základě intenzivní d-hodnoty (1,53 Å), která odpovídá mezirovinné vzdálenosti 060.

Převažující typ přeměny na lokalitě Brno-Líšeň má opět charakter obtížně identifikovatelné smíšené struktury. Obsah K v mezivrstvi je značně variabilní (0,07 – 0,33 apfu), stejně jako podíl Mg/Mg + Fe_{tot} (0,40 – 0,85). Obsazenost oktaedrických pozic kolísá v rozmezí od 2,86 do 3,04 apfu, v porovnání s teoretickými 3 atomy na vzorcovou jednotku u trioktaedrických slíd. Během alterace sloupečkovitého biotitu na této lokalitě dochází k redistribuci prvků ve všech strukturních pozicích. Zásadní vliv má snížení obsahu mezivrstevního K, Fe^{VI}, Ti^{VI} a Al^{IV} v závislosti na nárůstu Mg^{VI}, Al^{VI} a Si^{IV}, směřující ke vzniku smíšené struktury typu biotit/vermikultu (hydrobiotitu). Následující empirické vzorce porovnávají pravděpodobně nejméně alterovaný biotit s alterací směřující ke smíšené struktuře s převahou vermikulitové komponenty:

Bod č. 3 ($K_{0,33} Ca_{0,10} Na_{0,01}$)_{0,44} ($Fe_{1,47} Mg_{1,14} Ti_{0,24} Al_{0,12} Mn_{0,02} \square_{0,01}$)₃ ($Si_{2,86} Al_{1,14}$)₄ ($OH_{0,98} F_{0,01} Cl_{0,01}$)₂

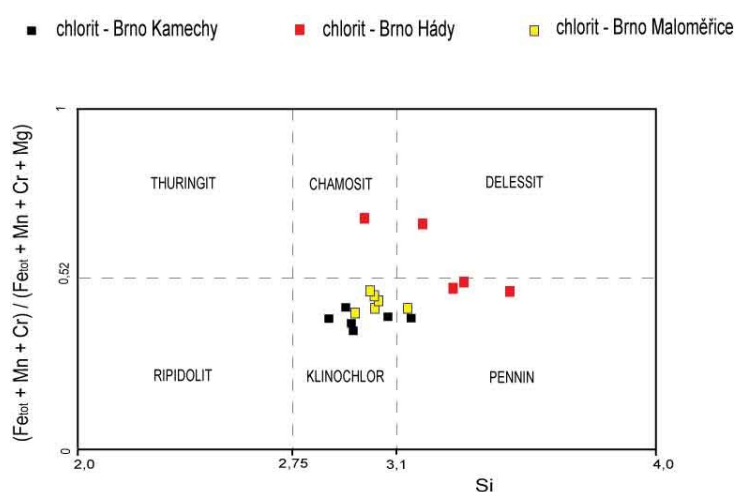
Bod č. 20 ($Mg_{1,79} Al_{0,73} Fe_{0,32} Ca_{0,08} K_{0,07} Ti_{0,03} Na_{0,01} Mn_{0,01}$)_{3,04} ($Si_{3,26} Al_{0,74}$)₄ OH₂

Vzorci byly kalkulovány na základě 11 atomů kyslíku (bodové WDX-analýzy jsou uvedeny v tab. č. 13 - příloha 11).

9.2 Shrnutí jednotlivých typů přeměn s ohledem na významné substituce prvků

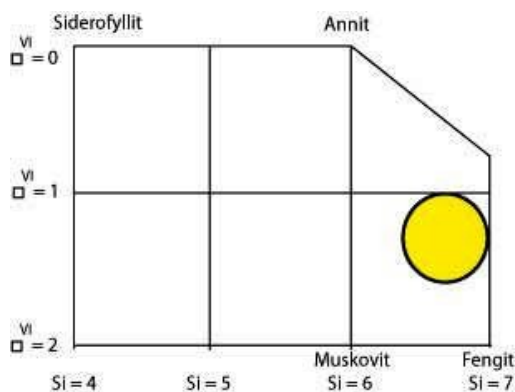
Na jednotlivých lokalitách lze vyčlenit několik typů přeměn:

Typ č. 1: Nejrozšířenějším typem přeměny je chloritizace biotitu. Během přeměny biotitu na chlorit dochází k významné redistribuci prvků v mezivrstvích a v oktaedrických pozicích. V mezivrstevních pozicích dochází k výraznému snížení obsahu všech původních kationtů (K, Ca, Na). V oktaedrech se dominantním kationtem většinou stává Mg za současněho nárůstu Al^{VI} a na úkor poklesu Fe^{VI} . K této přeměně pravděpodobně dochází za působení nízkoteplotních hydrotermálních fluid. Chloritizace biotitu představuje hlavní typ alterace na lokalitách Brno-Kamechy, Brno-Hády a Brno-Maloměřice.



Obr. 35: Pozice studovaných chloritů z lokalit Brno-Kamechy, Brno-Hády a Brno-Maloměřice v diagramu dle Melky (1965).

Typ č. 2: Tento typ přeměny se projevuje výrazným nárůstem Si^{IV} za současněho úbytku oktaedrických kationtů Fe a Mg. Dominantním oktaedrickým kationtem se stává Al. Typickým rysem je zachování relativně vyššího obsahu mezivrstevního K. Tato alterace byla sledována na lokalitě Brno-Hády a mohla by souviset s přeměnou biotitu na fengit. V případě snižování mezivrstevního náboje a další redukce Mg a Fe v oktaedrických pozicích by se tato nově vzniklá minerální fáze blížila chemickému složení illitu.



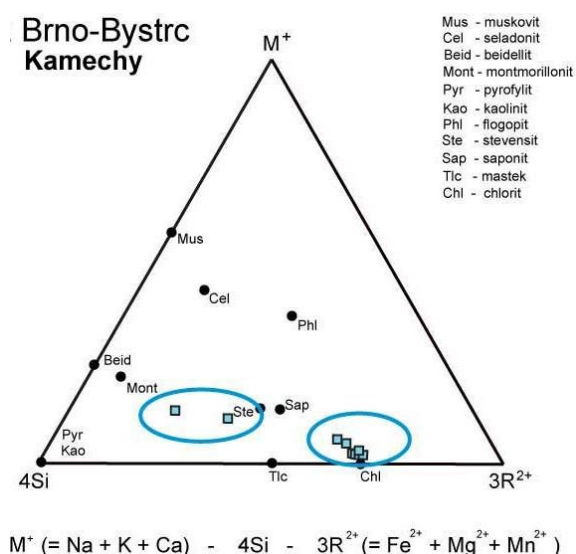
Obr. 36: Diagram hodnoty vakance v oktaedrických pozicích v závislosti na zastoupení Si^{IV} s vyznačením pole chemického složení alterací typu č. 2

Typ č. 3: Tato alterace se objevuje zejména na okrajových partiích biotitu. Projevuje se především nárůstem Al^{VI} , Si^{IV} a výrazným poklesem Ti^{VI} , Al^{IV} a celkového obsahu mezivrstevních kationtů. V mezivrstvi dominuje Ca. Zastoupení Mg a Fe je variabilní, ale zdá se, že s narůstajícím stupněm alterace dochází k úbytku Mg^{VI} . Zřejmě se jedná o smíšenou strukturu původní slídové složky s výrazným zastoupením smektitové komponenty. Tento typ byl zaznamenán na lokalitě Brno-Kamechy a u sloupečkovitých biotitů z lokalit Brno-Židenice.

Typ č. 4: U tohoto typu je úbytek mezivrstevního K substituován nárůstem Ca. Přesto však draslík v mezivrstevních pozicích stále převládá. Dochází k mírnému poklesu Fe^{VI} a nárůstu Mg^{VI} zatím co relativně vyšší hodnota Ti není redistribucí ostatních prvků ovlivněna. Nízké zastoupení Al v oktaedrech nikdy nepřevyšuje hodnotu obsahu Ti. Vakance v oktaedrických pozicích ani poměr Si:Al v tetraedrech se výrazně nemění. Jedná se o první projevy tvorby smíšené struktury s relativně vysokým zachováním původní biotitové komponenty. Tento typ alterace je charakteristický pro alteraci sloupečkovitých krystalů biotitu z lokality Brno-Židenice.

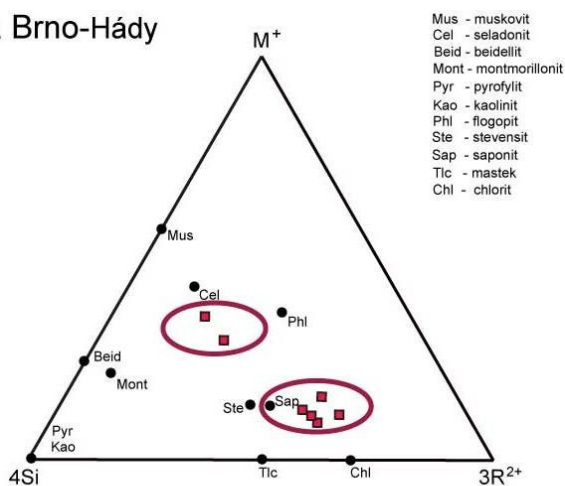
Typ č. 5: Tento typ přeměny je pravděpodobně úzce spjat s popsáním typem č. 4 a mohl by odpovídat pokročilejšímu stádiu tvorby smíšené struktury s převládajícím zastoupením vermikulitové komponenty. Ve strukturních pozicích původního biotitu dochází k nárůstu Mg^{VI} , Al^{VI} a Si^{IV} , úbytku Al^{IV} , Ti^{VI} a mezivrstevních kationtů (K, Ca, Na). Takovýto typ alterace se výrazněji projevuje u sloupečkovitých krystalů biotitu z lokality Brno-Líšeň.

Následující trojúhelníkové diagramy (obr. 37 – 41) vyjadřují vztah identifikovaného chemického složení na základě WDX-analýz k chemickému složení minerálů skupiny smektitu, trioktaedrických slíd, dioktaedrických slíd, mastku, kaolinitu, pyrofylitu a minerálům skupiny chloritu.

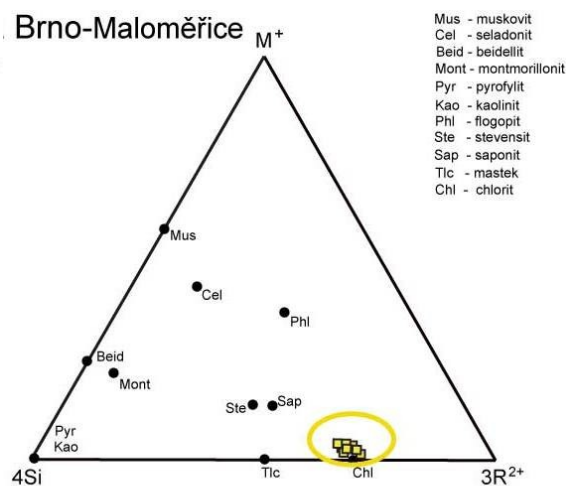


Obr. 37 : Trojúhelníkový klasifikační diagram fylosilikátů. Lokalita Brno-Kamechy, převzato (Meunier & Velde, 1989).

Brno-Hády



Brno-Maloměřice

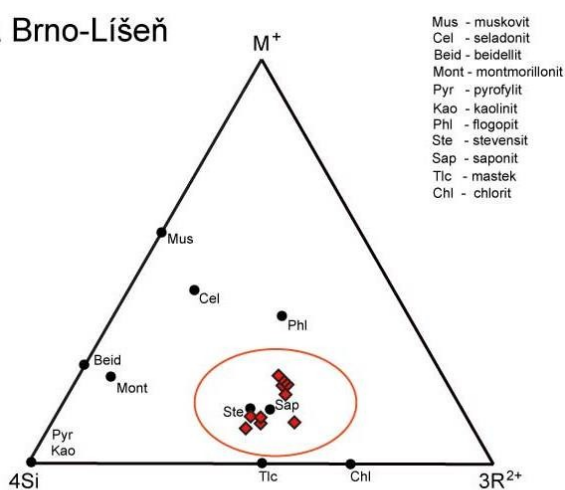


$$M^+ (= Na + K + Ca) - 4Si - 3R^{2+} (= Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+})$$

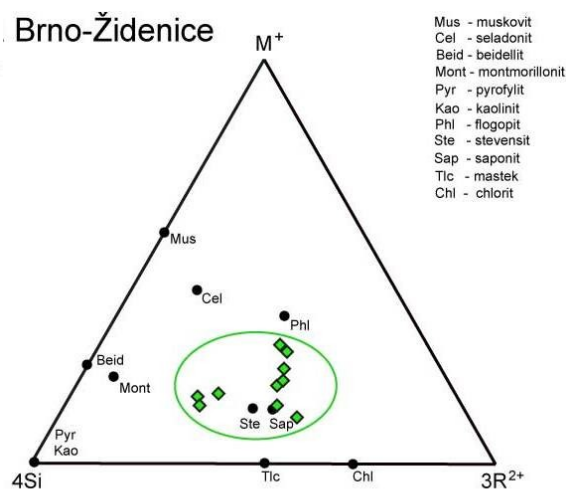
Obr. 38: Trojúhelníkový klasifikační diagram fylosilikátů. Lokalita Brno-Hády, převzato (Meunier & Velde, 1989).

Obr. 39: Trojúhelníkový klasifikační diagram fylosilikátů. Lokalita Brno-Maloměřice, převzato (Meunier & Velde, 1989).

Brno-Líšeň



Brno-Židenice



$$M^+ (= Na + K + Ca) - 4Si - 3R^{2+} (= Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+})$$

Obr. 40: Trojúhelníkový klasifikační diagram fylosilikátů. Lokalita Brno-Líšeň, převzato (Meunier & Velde, 1989).

Obr. 41: Trojúhelníkový klasifikační diagram fylosilikátů. Lokalita Brno-Židenice, převzato (Meunier & Velde, 1989).

10 ZÁVĚR

Cílem práce bylo sestavení rešerše o minerálech skupiny biotitu se zaměřením na procesy jejich přeměn a porovnání získaných poznatků se studovanými vzorky alterovaných biotitů z hornin brněnského masivu. Dosavadní výsledky studia minerálů skupiny biotitu byly shrnuty nejen s ohledem na nejnovější poznatky, ale také na historický vývoj ve výzkumu této minerální skupiny.

Vzorky biotitu byly odebrány z granodioritu typu Veverská Bítýška, Blansko a Královo Pole. Na dvou lokalitách granodioritu typu Královo Pole se biotit vyskytoval v podobě pseudohexagonálních krystalů sloupečkovitého habitu. Již na základě mikroskopického studia bylo zřejmé, že všechny zkoumané biotity jsou vždy postiženy určitým stádiem přeměny. Zatímco z optického studia běžných lupenitých biotitů bylo možno rozpoznat pokročilou chloritizaci, sloupečkovité biotity tento typ přeměny postrádaly a spíše se projevovaly střídavým vybělením biotitových partií.

Na základě studia za pomoci rtg-práškové difrakce bylo zřejmé, že ani jeden ze studovaných vzorků není čistý biotit. U většiny alterovaných biotitů dochází ke tvorbě smíšených struktur skládajících se minimálně ze dvou minerálních fází. Kromě difrakcí odpovídajících biotitu se vždy objevovaly některé z bazálních reflexů náležející pravděpodobně chloritu a vermikulitu. Z difrakčních záznamů je zřejmé, že se i přes pokročilé stádium alterace stále jedná o strukturu trioktaedrických minerálů.

Částečným řešením problematické identifikace nově vznikajících fází bylo zkoumání vzorků alterovaných biotitů pomocí mikrosondy. Na základě WDX-analýz bylo možné stanovit 5 typů přeměn, které úzce souvisí s tvorbou smíšených struktur. Hlavním produktem přeměny běžných lupenitých biotitů je chlorit. Alterace sloupečkovitých krystalů biotitů je však komplikovanější a jejím hlavním znakem je zachování původní biotitové struktury ve větší míře, než tomu bylo u běžných horninových biotitů. Nově vznikající smíšené struktury obsahují u sloupečkovitých biotitů vyšší zastoupení vermikulitové komponenty, zatímco chloritizace nebyla ani v jednom případě zaznamenána. Další typy alterace, které jsou charakteristické tvorbou smektitových či dioktaedrických slídových domén se vyskytují v tak malé míře, že na celkový trioktaedrický charakter nově vznikající fáze nemají vliv.

Použitá literatura a zdroje

Ahn J. H., Peacor D. R. (1987): Kaolinitization of biotite: TEM data and implications for an alteration mechanism. — *Amer. Min.*, **72**, 353-356. Washington.

Bisdorf E.B.A., Stoops G., Delvigne J., Curmi P., Altenmüller H.-J. (1982): Micromorphology of weathering biotite and its secondary products. — *Pédologie*, **33**, 225-252.

Cehák K., Zeman M. (1960): Zpráva o některých výskytech vermikulitu v Čechách a na Moravě. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, XXXV, 111-119, Praha.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1962): Rock-Forming Minerals, Vol. 3: Sheet Silicates. — *Geol. Soc.*. New York.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1996): An introduction to the rock-forming minerals: micas 2nd. ed. — *Geol. Soc.*. London.

Dodge F.C.W. (1973): Chlorites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. — *Mineralogical Magazine*, **39**, 58-64.

Dornberger-Schiff K., Backhaus K. O., Ďurovič S. (1982): Polytypism of micas: OD interpretation, stacking symbols, symmetry relations. — *Clays and Clay Minerals*, **30**, 364-374.

Dudek A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum — *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, **90**, 8, 3-85, Praha.

Eggleton A., Banfield J. (1985): The alteration of granitic biotite to chlorite. — *Amer. Min.*, **70**, 902-910. Washington.

Essington E. (2004): Soil & Water Chemistry: An Integrative Approach. — <http://www.amazon.com>.

Fanning S., Keramidas R. L., El-Desoky J. A. (1989): Micas. Pp. 551-634 in: Minerals in Soil Environments (J.B. Dixon & S.B. Weed, editors). — *Soil Sci. Soc. America*, Madison, Wisconsin.

Farmer V. C., Wilson J. (1970): Experimental conversion of biotite to hydrobiotite. — *Nature Lond.*, **226**, 841-842.

Farmer V. C. (1971): Evidence for loss of protons & octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites. — *Mineralogical Magazine*, **38**, 121-137.

Finger F., Tichomirowa M., Pin C., Hanžl P. (2000): Relics of an early-Pan-African metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Moravia, Czech Republic. — *Int. J. Earth Sci.*, **89**, 328-335.

Fleet M. E. (2003): Rock-forming minerals. Micas. 2nd. ed.. — London.

Fordham W. (1990a): Formation of trioctahedral illite from biotite in a soil profile over granite gneiss. — *Clays and Clay Minerals*, **38**, 187-195.

Fordham W. (1990b): Weathering of biotite into dioctahedral clay minerals. — *Clays and Clay Minerals*, **25**, 51-63.

- Franz G., Althaus E. (1976): Experimental investigation on the formation of solid solutions in sodium-aluminium-magnesium micas. — *Neues Jahrb. Min.*, **126**, 233-53.
- Gilkes J., Suddhiprakarn A. (1979): Biotite alteration in deeply weathered granite. II. The oriented growth of secondary minerals. — *Clays and Clay Minerals*, **27**, 361-367.
- Grabekzev A. I., Vigorova V. G., Chashukhina V. A. (1979): Behavior of fluorine during crystallization of granites. — *Geochem. International*, **1979**, 23-33.
- Grant W.H. (1964): Chemical weathering of biotite-plagioclase gneiss. — *Clays and Clay Minerals*, **12**, 455-463.
- Gregerová M. et. al (2002): Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů. 1. vyd. Brno : Moravské zemské muzeum, Brno.
- Hanžl P., Melichar R., Gregerová M. (2000): Brněnský masív — In Geologie Brna a okolí. Český geologický ústav, 14-17, Brno.
- Harris W.G., Zelazny L.W., Baker J.C., Martens D.C. (1985): Biotite kaolinization in Virginia Piedmont soils: I. Extent, profile trends, and grain morphological effects. — *Clays and Clay Minerals*, **49**, 1290-1297.
- Harrison T. N. (1990): Chemical variation in micas from the Cairngorm pluton, Scotland. — *Mineralogical Magazine*, **54**, 355-366.
- Hejtman B. (1962): Petrografie metamorfovaných hornin. — Nakl. ČSAV. Praha.
- Honma H., Itihara Y. (1981): Distribution of ammonium in minerals of metamorphic & granitic rocks. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 983-8.
- Chayes F. (1955): Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. — *Journ. Geol.*, **63**, 75-82.
- Ismail T. (1969): Role of ferrous iron oxidation in the alteration of biotite & its effect on the type of clay minerals formed in soils of arid & humid regions. — *Amer. Min.*, **54**, 1460-1466. Washington.
- Jacobs D. C., Parry W. T. (1979): Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. — *Econ. Geol.*, **74**, 860-87.
- Kapoor S. (1972): Weathering of micaceous clays in some Norwegian podzols. — *Clays and Clay Minerals*, **9**, 383-394.
- Lanier G., Raab W. J., Folsom R. B., Cone S. (1978): Alteration of equigranular monzonite, Bingham Mining District, Utah. — *Econ. Geol.*, **73**, 1270-86.
- LeBel L. (1979): Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro Verde-Santa Rosa, Pérou. — *Bull. Minéral.*, **102**, 35-41.
- MacEwan D. M. C. (1954): 'Cardenite', a trioctahedral montmorillonoid derived from biotite. — *Clays and Clay Minerals*, **2**, 120-126.
- Mansker W. L., Ewing R. C., Keil K. (1979): Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii. — *Amer. Min.*, **64**, 156-9.

- Melka K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **40**, 23-27. Praha.
- Meunier A., Velde B. (1989): Solid solutions in I/S mixed-layer minerals and illite biotite. — *Amer. Min.*, **74**, 1106-1112.
- Misař Z. (1965): Regionální geologie ČSSR: geologie Českého masívu., IV oblast moravskoslezská. — Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- Newman D. (1969): Cation exchange properties of micas. I. The relation between mica composition and K-exchange in solutions of different pH. — *Journal of Soil Science*, **20**, 357-373.
- Parry W., Downey L. (1982): Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite. — *Clays and Clay Minerals*, **30**, 81-90.
- Ramsdell L. S. (1947): Studies on silicon carbide. — *Amer. Min.*, **32**, 64-82.
- Rebertus R.A., Weed S.B., Buol S.W. (1986): Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. — *Journal of Soil Science*, **50**, 810-819.
- Refaat A.M., Abdallah, Z.M. (1979): Geochemical study of coexisting biotite & chlorite from Zaker granitic rocks of Zanjan area, northwest Iran. — *Neues Jahrb. Mineral.*, **136**, 262-275.
- Rieder M. et. al (1998): Nomenclature of the micas. — *Canad. Min.*, **36**, 905-12.
- Robert J. L. (1976a): Phlogopite solid solutions in the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. — *Chem. Geol.*, **17**, 195-212.
- Scott D., Smith J. (1966): Susceptibility of interlayer potassium in micas to exchange with sodium. — *Clays and Clay Minerals*, **14**, 69-81.
- Shau Y.-H., Yang H.-Y., Peacor D. R. (1991): On oriented titanite and rutile inclusions in sagenitic biotite. — *Amer. Min.*, **76**, 1205-17. Washington.
- Stoch L., Sikora W. (1976): Transformations of micas in the process of kaolinization of granites & gneisses. — *Clays and Clay Minerals*, **24**, 156-162.
- Straková-Johnová J. (1973): Studium biotitu z některých hornin brněnského masívu. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta MU. Brno.
- Štelcl J., Weiss J. et al. (1986): Brněnský masív — Universita J.E. Purkyně v Brně, 1. vyd., Brno.
- Tschermak G. (1878): Die Glimmergruppe. z. Kristallogr., I, 2, 14 -50. — Frankfurt.
- Tulloch A. J. (1979): Secondary Ca-Al silicates as low grade alteration products of granitoid biotite. — *Contr. Min. Petr.*, **69**, 105-17.
- Walker F. (1949): The decomposition of biotite in the soil. — *Mineral. Mag.*, **28**, 693-703.
- Weiss Z., Kužvart M. (2005): Jílové minerály – jejich nanostruktura a využití. – Karolinum, Praha.
- Wiewióra A., Weiss Z. (1990): Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified systems of projection of chemical composition: II. The chlorite group. — *Clays and Clay Minerals*, **25**, 83 - 92. London.
- Wilson J. (1965): Weathered biotite from Strathdon, Aberdeenshire. — *Nature Lond.*, **210**, 1188-1189.

Wilson J. (1998): The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. — *Clays and Clay Minerals*, **34**, 7-25.

Yui T.-F., Shen P., Liu H.-H. (2001): Titanite inclusions in altered biotite from granitoids of Taiwan: microstructures and origins. — *Journal of Asian Earth Sciences*, **19**, 165-175(11).

Zapletal K. (1931): Geologie a petrografie země Moravskoslezské (Brněnský masív vyvřelý). — 88-106, Brno.

Internetové zdroje:

<http://books.google.com>

<http://earthsci.org>

<http://www.gweb.cz>

<http://www.tulane.edu>

<http://pubs.usgs.gov>

<http://myweb.cwpost.liu.edu>

<http://www.amazon.com>

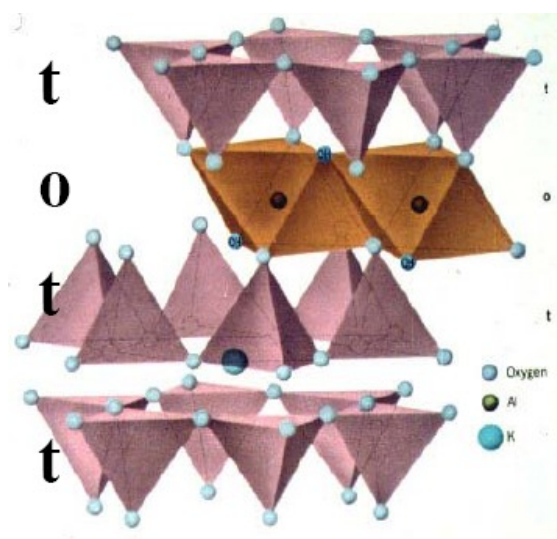
<http://www.sci.muni.cz>

<http://nts2.cgu.cz>

Přílohy

- Příloha 1:**
- Jednotlivé stavební součásti základní biotitové buňky
 - Struktura a klasifikace běžných chloritů
 - Struktura a klasifikace některých smektitů
- Příloha 2:**
- Bowenovo krystalizační schéma
 - Goldichovo schéma stability minerálů (1938)
 - Jacksonova sekvence zvětrávání jílovitých minerálů (1964)
- Příloha 3:**
- Tab. č. 1: Bodové WDX-analýzy ilmenitů
 - Tab. č. 2: Bodové WDX-analýzy titanitů
 - Tab. č. 3: Bodové WDX-analýzy epidotů
 - Tab. č. 4: Bodové WDX-analýzy magnetitů
 - Tab. č. 5: Bodové WDX-analýzy plagioklasů
- Příloha 4:**
- Tab. č. 6: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Kamechy
- Příloha 5:**
- Tab. č. 7: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Kamechy
- Příloha 6:**
- Tab. č. 8: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Hády
- Příloha 7:**
- Tab. č. 9: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Hády
- Příloha 8:**
- Tab. č. 10: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Maloměřice
- Příloha 9:**
- Tab. č. 11: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Židenice
- Příloha 10:**
- Tab. č. 12: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Židenice
- Příloha 11:**
- Tab. č. 13: Bodové WDX-analýzy z lokality Brno-Líšeň
- Příloha 12:**
- Tab. č. 14: Hodnoty bazálních difrakcí vybraných fylosilikátů
 - Tab. č. 15: Vybrané d-hodnoty difrakčních záznamů zkoumaných vzorků biotitu
- Příloha 13:**
- Legenda ke geologickým mapám
- Příloha 14:**
- Legenda ke geologickým mapám
- Příloha 15:**
- Fotografie sloupečkovitého krystalu biotitu z lokality Brno-Židenice
 - Fotografie sloupečkovitého krystalu biotitu z lokality Brno-Líšeň
- Příloha 16:**
- Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Líšeň
 - Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Maloměřice
 - Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Hády
 - Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Kamechy

“T-O-T K T-O-T“ Jednotlivé stavební součásti základní biotitové buňky
(<http://earthsci.org>)



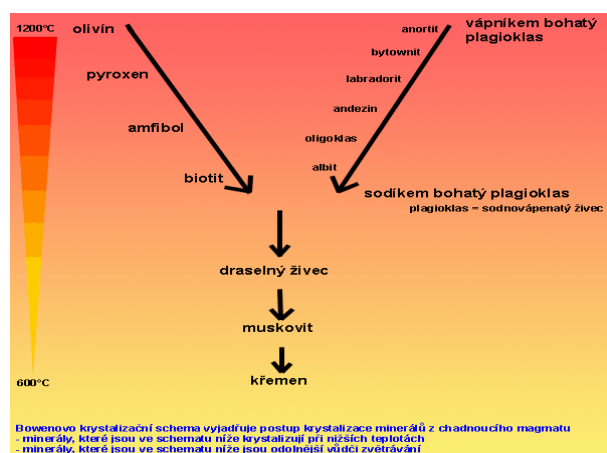
Struktura a klasifikace běžných chloritů (Weiss a Kužvart 2005)

Skupina	Typ vrstev	Mezivrstevní materiál, náboj (x)	Typ oktaedrické sítě	Minerály
Chloritů	2 : 1	hydroxidová síť, x - variabilní	tri-, tri-	pennin, klinochlor, sheridanit, korundofylit, chamosit, pennantit, nimit
			di-, di-	donbasit
			di-, tri-	cookeit, sudoit

Struktura a klasifikace některých smektitů (Weiss a Kužvart 2005)

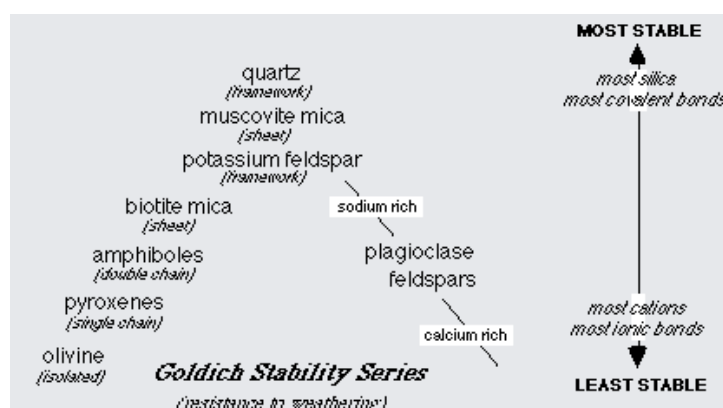
Skupina	Typ vrstev	Mezivrstevní materiál, náboj (x)	Typ oktaedrické sítě	Minerály
Smektitů	2:01	hydratované vyměnitelné kationty, x - 0,2-0,9	tri-	saponit, hektorit, sauconit, stevensit, swinefordit
			di-	montmorillonit, nontronit, beidellit, volkonskoit

Bowenovo krystalizační schéma (<http://www.gweb.cz>)



Goldichovo schéma stability minerálů (1938)

(<http://myweb.cwpost.liu.edu/vdivener/notes/weathering.htm>)



Jacksonova sekvence zvětrávání jílovitých minerálů (1964)

(<http://books.google.com>)

The Jackson Weathering Stages of Clay-Sized Minerals ^a		
Index	Typical Minerals	Mineral Characteristics
Early Stages (young soils)		
1	Gypsum, halite, sulfides, soluble salts	Soluble evaporites
2	Calcite, dolomite, apatite	Sparingly soluble carbonates and phosphates
3	Olivine, amphiboles, pyroxenes	Primary silicates with high base cation content
4	Biotite, glauconite, mafic chlorite, nontronite	Primary phyllosilicates with high Fe ²⁺ and Mg content (trioctahedral)
5	Feldspars (albite and K-feldspars)	Tectosilicates with isomorphic substitution
6	Quartz	Tectosilicates without isomorphic substitution
Intermediate Stages		
7	Muscovite, illite	Primary phyllosilicates with low Fe ²⁺ and Mg content and their initial alteration products
8	Vermiculite, interstratified 2:1 layer silicates	Mica alteration products with high Fe ³⁺ and Mg
9	Smectites, HIV/HIS, Al-chlorite	Low Fe ³⁺ and Mg and Al hydroxyl-interlayered phyllosilicates (pedogenic chlorite)
Advanced Stages (highly weathered soils)		
10	Kaolinite, halloysite	Base cation-poor 1:1 phyllosilicates
11	Gibbsite, allophane	Al-bearing accessory minerals
12	Iron oxides (goethite, hematite)	Fe ³⁺ -bearing accessory minerals
13	Titanium oxides (anatase, rutile, ilmenite), zircon, corundum	Remnant minerals

Příloha 3

Tab. č. 1: Bodové WDX-analýzy ilmenitů z lokalit Brno-Židenice (bod č. 5) a Brno-Líšeň (bod č. 17 a 18)																					
Číslo bodu	Oxidy wt%																				
	MgO	SiO2	Al2O3	ZrO2	Y2O3	SnO2	Cr2O3	FeO	MnO	WO3	V2O3	TiO2	PbO	Nb2O5	CaO	UO2	Sc2O3	Ta2O5	ZnO	NiO	Total
5	0,15	1,61	0,44	0,00	0,01	0,01	0,00	29,89	13,68	0,00	0,13	51,41	0,11	0,12	0,81	0,07	0,00	0,00	0,17	0,00	98,59
17	0,01	0,08	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	39,12	10,48	0,05	0,03	49,61	0,10	0,00	0,08	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	99,66
18	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,21	13,47	0,08	0,02	48,30	0,09	0,00	0,09	0,02	0,01	0,00	0,04	0,02	98,38

Tab. č. 2: Bodové WDX-analýzy epidotů z lokality Brno-Maloměřice (bod č. 6, 8 a 9)																	
Číslo bodu	Oxidy wt%																
	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	Cr2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	ZnO	NiO	Cl	BaO	F	P2O5	Total
6	0,03	36,67	20,14	0,39	0,01	0,04	23,30	0,08	14,56	0,12	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,08	95,46
8	0,00	37,75	19,61	0,42	0,00	0,02	22,30	0,06	15,73	0,27	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	96,21
9	0,01	37,12	21,10	0,09	0,00	0,00	22,88	0,04	12,56	0,22	0,00	0,00	0,00	0,79	0,00	0,00	94,80

Tab. č. 3: Bodové WDX-analýzy titanitů z lokalit Brno-Kamechy (bod č. 19 a 20) a Brno-Maloměřice (bod č. 11 a 16)																				
Číslo bodu	Oxidy wt%																			
	Na2O	SiO2	Al2O3	ZrO2	MgO	Y2O3	SnO2	Nb2O5	Ta2O5	WO3	FeO	MnO	Bi2O3	Cr2O3	V2O3	CaO	F	TiO2	Sc2O3	Total
19	0,00	31,57	7,50	0,02	0,08	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	1,68	0,04	0,00	0,04	0,06	28,95	2,97	27,73	0,00	100,74
20	0,00	30,88	6,64	0,03	0,69	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	2,53	0,05	0,00	0,01	0,12	27,34	2,24	28,18	0,00	98,76
11	0,00	30,84	2,55	0,02	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	1,99	0,04	0,00	0,07	0,39	28,84	1,19	34,40	0,00	100,44
16	0,03	31,25	1,50	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	1,28	0,17	0,00	0,01	0,09	29,21	0,48	37,03	0,00	101,11

Tab. č. 4: Bodové WDX-analýzy magnetitů z lokalit Brno-Kamechy (bod č. 13) Brno-Maloměřice (bod č. 12) a Brno-Hády (bod č. 27)														
Číslo bodu	Oxidy wt%													
	FeO	NiO	V2O3	MnO	TiO2	MgO	Al2O3	ZnO	SiO2	Cr2O3	CaO	P2O5	CoO	Total
12	87,91	0,00	0,16	0,05	1,42	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,23	0,01	0,10	89,97
27	89,54	0,01	0,18	0,07	0,30	0,02	0,00	0,11	0,09	0,03	0,07	0,01	0,06	90,49
13	93,36	0,02	0,31	0,07	0,08	0,00	0,01	0,12	0,02	0,05	0,02	0,00	0,08	94,12

Tab. č. 5: Bodové WDX-analýzy plagioklasů z lokalit Brno-Líšeň (bod č. 1 a 2)												
Číslo bodu	Oxidy wt%											
	Na2O	SiO2	Al2O3	SrO	BaO	P2O5	Cl	K2O	CaO	FeO	PbO	Total
1	9,50	63,77	22,69	0,05	0,02	0,01	0,00	0,34	4,01	0,42	0,04	100,85
2	11,43	67,89	19,44	0,02	0,00	0,01	0,00	0,13	0,15	1,57	0,00	100,65

**Tab. č. 6: Reprezentativní chemické analýzy
alterovaného biotitu (s podílem smektitové
komponenty) z lokality Brno-Kamechy
(přepočteno na sumu 11 O)**

	Číslo bodu	14	17
Oxidy wt%	SiO₂	43,37	43,93
	TiO₂	0,12	0,35
	Al₂O₃	25,82	27,69
	FeO	10,60	11,22
	MnO	0,23	0,01
	MgO	7,94	1,61
	CaO	1,15	1,43
	Na₂O	0,13	0,14
	K₂O	0,56	0,26
	BaO	0,03	0,06
	Cr₂O₃	0,00	0,01
	ZnO	0,03	0,00
	NiO	0,05	0,05
	P₂O₅	0,16	0,37
	F	0,03	0,17
	Cl	0,03	0,02
	Total	90,23	87,31

	Číslo bodu	14	17
Stechiometrie	Si	3,073	3,199
	Ti	0,007	0,019
	Al	2,156	2,377
	Fe total	0,628	0,683
	Mn	0,014	0,000
	Mg	0,839	0,175
	Ca	0,087	0,112
	Na	0,018	0,020
	K	0,050	0,024
	Ba	0,001	0,002
	Cr	0,000	0,000
	Zn	0,001	0,000
	Ni	0,003	0,003
	P	0,010	0,023
	F	0,006	0,038
	Cl	0,003	0,003

Tab. č. 7: Reprezentativní chemické analýzy chloritu z lokality Brno-Kamechy (přepočteno na sumu 14 O)

	Číslo bodu	15	16	21	22	25	26
Oxidy wt%	SiO ₂	30,89	29,52	28,64	28,74	28,49	28,08
	TiO ₂	0,14	0,08	0,12	0,07	0,11	0,08
	Al ₂ O ₃	17,98	17,27	18,57	19,12	19,37	19,29
	FeO	19,86	20,78	21,02	20,38	22,08	21,42
	MnO	0,61	0,72	0,49	0,54	0,64	0,60
	MgO	16,76	17,09	18,23	17,99	16,69	17,85
	CaO	0,44	0,42	0,23	0,26	0,27	0,23
	Na ₂ O	0,07	0,06	0,03	0,01	0,00	0,04
	K ₂ O	0,56	0,30	0,09	0,06	0,15	0,07
	BaO	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,08
	Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
	ZnO	0,04	0,08	0,07	0,10	0,00	0,09
	NiO	0,06	0,02	0,05	0,00	0,06	0,01
	P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,01	0,02	0,08	0,00
	F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
	Total	87,50	86,37	87,57	87,29	87,93	87,84

	Číslo bodu	15	16	21	22	25	26
Stechiometrie	Si	3,159	3,086	2,951	2,956	2,939	2,894
	Ti	0,011	0,006	0,009	0,005	0,009	0,006
	Al	2,167	2,128	2,255	2,318	2,355	2,343
	Fe tot.	1,698	1,816	1,811	1,753	1,905	1,846
	Mn	0,053	0,064	0,043	0,047	0,056	0,052
	Mg	2,555	2,663	2,800	2,759	2,566	2,742
	Ca	0,048	0,047	0,025	0,029	0,030	0,025
	Na	0,013	0,012	0,005	0,002	0,000	0,009
	K	0,073	0,040	0,011	0,007	0,020	0,009
	Ba	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Zn	0,003	0,006	0,006	0,007	0,000	0,007
	Ni	0,005	0,001	0,004	0,000	0,005	0,000
	P	0,003	0,000	0,001	0,001	0,007	0,000
	F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cl	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
	Fe ³⁺	0,213	0,130	0,080	0,116	0,116	0,064
	Fe ²⁺	1,486	1,686	1,732	1,638	1,789	1,782

Tab. č. 8: Reprezentativní chemické analýzy alterovaného biotitu (s podílem komponenty dioktaedrických slíd) z lokality Brno-Hády (přepočteno na sumu 11 O)

	Číslo bodu	20	21
Oxidy wt%	SiO ₂	50,84	47,74
	TiO ₂	0,23	0,33
	Al ₂ O ₃	18,03	17,85
	FeO	9,27	12,29
	MnO	0,07	0,12
	MgO	6,47	7,99
	CaO	0,78	1,05
	Na ₂ O	0,09	0,09
	K ₂ O	7,11	5,23
	BaO	0,02	0,06
	Cr ₂ O ₃	0,01	0,00
	ZnO	0,00	0,01
	NiO	0,02	0,00
	P ₂ O ₅	0,00	0,07
	F	0,17	0,06
	Cl	0,02	0,02
	Total	93,13	92,90

	Číslo bodu	20	21
Stechiometrie	Si	3,565	3,401
	Ti	0,012	0,018
	Al	1,490	1,499
	Fe total	0,544	0,732
	Mn	0,004	0,007
	Mg	0,676	0,849
	Ca	0,058	0,080
	Na	0,012	0,013
	K	0,636	0,475
	Ba	0,001	0,002
	Cr	0,001	0,000
	Zn	0,000	0,001
	Ni	0,001	0,000
	P	0,000	0,004
	F	0,037	0,013
	Cl	0,002	0,003

Tab. č. 9: Reprezentativní chemické analýzy chloritu z lokality Brno-Hády (přepočteno na sumu 14 O)

	Číslo bodu	22	23	24	25	26
Oxidy wt%	SiO₂	33,42	27,74	31,05	31,84	27,29
	TiO₂	0,09	2,17	0,02	0,07	0,90
	Al₂O₃	15,68	12,06	16,77	16,77	13,09
	FeO	21,70	30,23	22,64	22,96	36,69
	MnO	0,43	0,26	0,54	0,54	0,28
	MgO	12,89	8,86	12,80	12,82	9,60
	CaO	1,76	1,42	1,30	1,44	1,13
	Na₂O	0,06	0,13	0,08	0,10	0,10
	K₂O	0,63	1,37	0,50	0,51	0,98
	BaO	0,00	0,05	0,00	0,06	0,01
	Cr₂O₃	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02
	ZnO	0,10	0,09	0,11	0,06	0,06
	NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
	P₂O₅	0,00	0,02	0,00	0,05	0,05
	F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Cl	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02
	Total	86,80	84,44	85,86	87,23	90,21

	Číslo bodu	22	23	24	25	26
Stechiometrie	Si	3,468	3,198	3,289	3,320	3,024
	Ti	0,007	0,189	0,002	0,005	0,075
	Al	1,919	1,639	2,093	2,062	1,710
	Fe total	1,884	2,914	2,006	2,002	3,401
	Mn	0,038	0,026	0,048	0,047	0,026
	Mg	1,995	1,523	2,021	1,993	1,586
	Ca	0,196	0,175	0,147	0,161	0,135
	Na	0,012	0,028	0,016	0,020	0,020
	K	0,083	0,202	0,068	0,068	0,138
	Ba	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001
	Cr	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001
	Zn	0,008	0,007	0,008	0,005	0,005
	Ni	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
	P	0,000	0,002	0,000	0,005	0,005
	F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cl	0,003	0,005	0,008	0,004	0,004
	Fe³⁺	0,388	0,094	0,300	0,315	0,000
	Fe²⁺	1,496	2,820	1,706	1,688	3,524

Tab. č. 10: Reprezentativní chemické analýzy chloritů z lokality Brno-Maloměřice (přepočteno na sumu 14 O)

	Číslo bodu	1	2	3	4	17	18
Oxidy wt%	SiO ₂	28,65	29,23	30,53	29,06	29,63	29,01
	TiO ₂	0,07	0,01	0,06	0,09	0,17	0,23
	Al ₂ O ₃	18,26	17,52	16,86	17,21	16,83	16,73
	FeO	21,30	21,62	21,80	21,97	22,46	22,64
	MnO	1,28	0,98	0,92	1,08	1,02	1,08
	MgO	17,82	17,80	17,39	17,14	17,17	16,91
	CaO	0,16	0,25	0,35	0,14	0,26	0,22
	Na ₂ O	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00
	K ₂ O	0,10	0,15	0,26	0,18	0,12	0,08
	BaO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
	Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02
	ZnO	0,15	0,08	0,16	0,09	0,10	0,05
	NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
	P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
	F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Cl	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02
	Total	87,84	87,70	88,39	86,98	87,81	87,00

	Číslo bodu	1	2	3	4	17	18
Stechiometrie	Si	2,959	3,023	3,129	3,039	3,073	3,045
	Ti	0,006	0,001	0,004	0,007	0,013	0,018
	Al	2,224	2,136	2,037	2,121	2,057	2,070
	Fe total	1,840	1,870	1,868	1,922	1,948	1,988
	Mn	0,112	0,085	0,080	0,095	0,089	0,096
	Mg	2,745	2,744	2,657	2,673	2,655	2,647
	Ca	0,017	0,028	0,039	0,015	0,028	0,024
	Na	0,000	0,006	0,007	0,001	0,004	0,001
	K	0,013	0,019	0,034	0,024	0,015	0,011
	Ba	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
	Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002
	Zn	0,011	0,006	0,012	0,007	0,008	0,004
	Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
	P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cl	0,004	0,004	0,004	0,001	0,000	0,003
	Fe ³⁺	0,072	0,081	0,134	0,095	0,107	0,095
	Fe ²⁺	1,768	1,789	1,735	1,827	1,841	1,893

Tab. č. 11: Reprezentativní chemické analýzy alterovaného biotitu z lokality Brno-Židenice (přepočteno na sumu 11 O)

	Číslo bodu	4	6	10	11	12
Oxidy wt%	SiO ₂	34,99	36,80	35,79	35,91	38,18
	TiO ₂	3,79	4,13	3,60	3,79	4,02
	Al ₂ O ₃	13,40	13,25	13,54	13,53	13,65
	FeO	20,93	20,88	23,72	21,78	19,96
	MnO	0,36	0,34	0,27	0,30	0,33
	MgO	10,31	10,64	9,93	9,60	10,75
	CaO	1,52	1,94	0,84	0,55	1,33
	Na ₂ O	0,15	0,11	0,16	0,04	0,12
	K ₂ O	3,06	2,07	4,95	5,57	2,40
	BaO	0,25	0,25	0,34	0,27	0,21
	Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
	ZnO	0,12	0,06	0,03	0,04	0,12
	NiO	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00
	P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05
	F	0,06	0,07	0,00	0,00	0,05
	Cl	0,08	0,09	0,08	0,06	0,11
	Total	89,06	90,62	93,29	91,50	91,27

	Číslo bodu	4	6	10	11	12
Stechiometrie	Si	2,820	2,881	2,808	2,850	2,941
	Ti	0,230	0,243	0,212	0,226	0,233
	Al	1,273	1,223	1,252	1,265	1,240
	Fe total	1,411	1,367	1,557	1,446	1,286
	Mn	0,025	0,022	0,018	0,020	0,022
	Mg	1,239	1,242	1,161	1,136	1,235
	Ca	0,131	0,163	0,071	0,046	0,110
	Na	0,024	0,017	0,024	0,007	0,017
	K	0,314	0,207	0,495	0,564	0,236
	Ba	0,008	0,008	0,010	0,008	0,006
	Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
	Zn	0,007	0,003	0,001	0,002	0,007
	Ni	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000
	P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	F	0,015	0,018	0,000	0,000	0,012
	Cl	0,011	0,011	0,011	0,008	0,014

Tab. č. 12: Reprezentativní chemické analýzy alterovaného biotitu (s podílem smektitové komponenty) z lokality Brno-Židenice (přepočteno na sumu 11 O)

	Číslo bodu	7	8	9
Oxidy wt%	SiO ₂	45,53	42,33	47,63
	TiO ₂	0,18	0,22	0,09
	Al ₂ O ₃	21,98	22,78	23,33
	FeO	8,30	7,29	6,66
	MnO	0,07	0,09	0,12
	MgO	9,50	6,58	8,58
	CaO	2,67	2,18	2,01
	Na ₂ O	0,17	0,06	0,04
	K ₂ O	0,40	0,40	0,48
	BaO	0,11	0,18	0,13
	Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00
	ZnO	0,04	0,21	0,01
	NiO	0,00	0,03	0,00
	P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,00
	F	0,00	0,02	0,00
	Cl	0,03	0,04	0,01
	Total	88,99	82,42	89,09
	Číslo bodu	7	8	9
Stechiometrie	Si	3,237	3,230	3,323
	Ti	0,009	0,012	0,005
	Al	1,842	2,049	1,919
	Fe total	0,494	0,465	0,389
	Mn	0,004	0,006	0,007
	Mg	1,007	0,749	0,893
	Ca	0,203	0,178	0,150
	Na	0,023	0,009	0,006
	K	0,036	0,039	0,043
	Ba	0,003	0,005	0,004
	Cr	0,002	0,001	0,000
	Zn	0,002	0,012	0,001
	Ni	0,000	0,002	0,000
	P	0,000	0,000	0,000
	F	0,000	0,005	0,000
	Cl	0,004	0,005	0,001

Tab. č. 13: Reprezentativní chemické analýzy alterovaného biotitu z lokality Brno-Líšeň (přepočteno na sumu 11 O)

	Číslo bodu	3	4	7	9	10	15	16	19	20
Oxidy wt%	SiO ₂	35,84	35,85	35,93	32,31	30,49	36,05	36,59	36,29	45,02
	TiO ₂	3,92	4,31	3,64	1,79	2,86	3,02	3,74	3,28	0,45
	Al ₂ O ₃	13,40	13,44	13,68	13,65	10,94	14,47	14,39	13,59	17,10
	FeO	22,01	21,46	22,03	21,34	17,62	22,77	21,54	22,39	5,23
	MnO	0,35	0,28	0,33	0,58	0,35	0,30	0,38	0,33	0,11
	MgO	9,60	9,42	9,67	7,91	9,20	9,07	9,98	10,10	16,52
	CaO	1,21	1,47	1,22	1,51	1,53	2,18	1,53	1,63	0,99
	Na ₂ O	0,07	0,06	0,11	0,11	0,05	0,09	0,09	0,14	0,06
	K ₂ O	3,19	2,74	3,00	2,08	1,57	1,62	3,14	2,13	0,74
	BaO	0,15	0,19	0,27	0,20	0,17	0,12	0,19	0,24	0,10
	Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
	ZnO	0,09	0,06	0,02	0,01	0,06	0,07	0,00	0,09	0,01
	NiO	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
	P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,00	0,02	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00
	F	0,06	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,03	0,00
	Cl	0,05	0,05	0,05	0,09	0,13	0,04	0,09	0,07	0,02
	Total	90,06	89,42	89,95	81,62	75,13	89,85	91,70	90,33	86,38

	Číslo bodu	3	4	7	9	10	15	16	19	20
Stechiometrie	Si	2,860	2,864	2,862	2,850	2,887	2,861	2,849	2,871	3,264
	Ti	0,235	0,259	0,218	0,119	0,203	0,180	0,219	0,195	0,025
	Al	1,261	1,265	1,284	1,419	1,221	1,354	1,321	1,268	1,462
	Fe total	1,469	1,434	1,468	1,574	1,395	1,511	1,403	1,481	0,317
	Mn	0,023	0,019	0,022	0,043	0,028	0,020	0,025	0,022	0,007
	Mg	1,142	1,122	1,149	1,040	1,299	1,073	1,158	1,191	1,785
	Ca	0,103	0,126	0,104	0,143	0,155	0,185	0,127	0,138	0,077
	Na	0,011	0,009	0,016	0,019	0,009	0,013	0,014	0,022	0,008
	K	0,325	0,280	0,305	0,234	0,189	0,164	0,312	0,215	0,068
	Ba	0,005	0,006	0,008	0,007	0,006	0,004	0,006	0,007	0,003
	Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
	Zn	0,005	0,004	0,001	0,000	0,004	0,004	0,000	0,005	0,000
	Ni	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
	P	0,007	0,002	0,000	0,002	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000
	F	0,014	0,011	0,000	0,000	0,024	0,000	0,007	0,007	0,000
	Cl	0,007	0,007	0,007	0,013	0,021	0,005	0,012	0,010	0,003

Tabulka č. 14: Hodnoty bazálních difrakcí vybraných fylosilikátů.

Vybrané příklady fylosilikátů					
Mg-vermikulit	Klinochlor	Chamosit	Flogopit	Fengit	Saponit
d (Å) (00l)	d (Å) (00l)	d (Å) (hkl)	d (Å) (hkl)	d (Å) (hkl)	d (Å) (hkl)
14,33 (002)	14,23 (001)	14,14 (001)			14,2 (001)
			10,15 (001)	9,99 (001)	
	7,11 (002)	7,07(002)			7,4 (002)
			5,07(002)		
4,77 (006)	4,74 (003)	4,71 (003)		4,98 (003)	4,96 (003)
3,58 (008)	3,55 (004)	3,53 (004)	3,38 (003)		3,67 (004)
2,86 (0010)	2,84 (005)	2,82 (005)			
			2,53 (004)		2,42 (006)
	2,03 (007)	2,02 (007)	2,03 (005)		2,09 (007)
				1,99 (0010)	1,84 (008)

Tabulka č. 15: Vybrané d-hodnoty z difrakčních záznamů zkoumaných vzorků biotitu.

[illegible]

Legenda ke geologickým mapám

ČESKÝ MASIV

kenozoikum

kvartér

holocén

1	navážka, halda, výsypka, odval (antropogenní) (složení proměnlivé)
6	nivní sediment (fluvialní nečlenené + sedimenty vodních nádrží)
7	smíšený sediment (deluviofluvialní)
12	píščito-hlinitý až hlinito-píščitý sediment (deluvialní) (složení pestré)
13	kamenitý až hlinito-kamenitý sediment (deluvialní) (složení pestré)

pleistocén

16	spraš a sprašová hlína (eolická) (složení křemen + příměsi + CaCO ₃)
19	sprašová hlína (eolická) (složení křemen + příměsi)
20	sediment deluvioeolický (složení křemen + příměsi + CaCO ₃)
24	písek, štěrk (fluvialní) (složení pestré)
25	písek, štěrk (fluvialní) (složení pestré)
28	písek, štěrk (fluvialní) (složení pestré)

neogén, kvartér

pliocén, pleistocén

49	písek, štěrk (fluvialní) (složení pestré)
-----------	---

karbon, perm

	karbon svrchní, perm spodní
460	slepenec až brekie
456	jílovce, prachovce, pískovce
459	jílovce, prachovce, pískovce

karbon

	karbon spodní
479	droby (turbidity)

devon

	devon střední, devon svrchní
510	vápence (mělkovodní karbonáty)

Legenda ke geologickým mapám

proterozoikum

Neoproterozoikum

1097	amfibol biotitický granodiorit (složení amfibol biotit)
1098	šedý, biotitický granodiorit (složení biotit)
1099	šedý, načervenalý biotitický granodiorit (složení biotit)

1101	biotitický granodiorit až tonalit (složení biotit)
1102	biotitický granodiorit (složení biotit)
1104	biotitický až amfibol biotitický granodiorit (složení biotit amfibol biotit)
1111	biotit-amfibolický diorit, křemenný diorit (složení amfibol, biotit amfibol)
1116	ultramafit, serpentinit
1112	erlan, krystalický vápenec
1118	migmatizovaná biotitická pararula až migmatit, místy s amfibolem (složení biotit, amfibol biotit)
1113	metabazalt, zelená břidlice

paleozoikum až proterozoikum

1130	aplit, pegmatit
1131	granitový porfyr
1132	granodioritový, dioritový porfýrit

KARPATY

kenozoikum

neogén

	pliocén
1811	štěrk, písčité štěrky (fluviální)
	miocén
1821	vápnitý jíl (tégel), místy s polohami písků (marinní)
1823	klastika - pisky, štěrky se zpevněnými polohami pískovce, slepence (marinní)
1835	jíly, prachovité jíly, podřadně pisky, vzácně štěrky (brakické a sladkovodní)

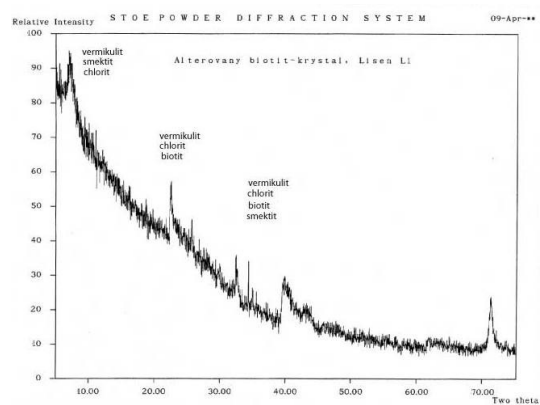
Fotografie sloupečkovitého krystalu biotitu z lokality Brno-Židenice



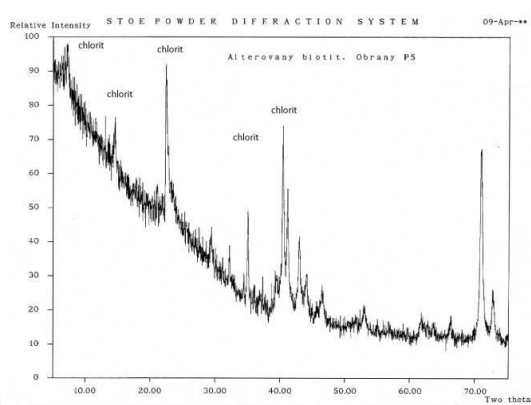
Fotografie sloupečkovitého krystalu biotitu z lokality Brno-Líšeň



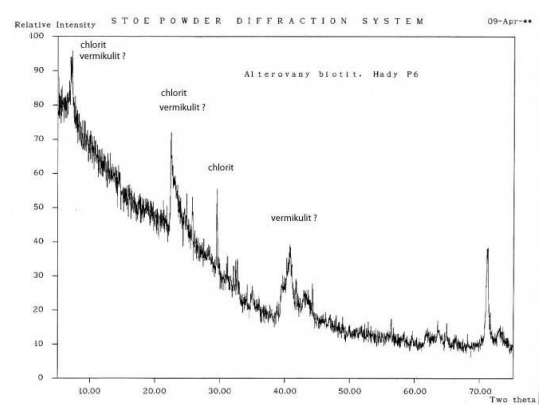
Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Líšeň



Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Maloměřice



Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Hády



Difrakční záznam biotitu z lokality Brno-Kamečky

