

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

GEOLOGICKÁ DOKUMENTACE
LOMU BORY U VELKÉHO MEZIRÍČÍ
(MOLDANUBIKUM)

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Alena Fuksová
Bakalářský, Bi-Geo
Prezenční

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

Olomouc 2010

Čestně prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a že všechna použitá literatura je řádně citována.

V Olomouci dne 28.6.2010

.....

Podpis

Ráda bych poděkovala všem, kteří se jakýmkoliv způsobem podíleli na řešení této práce, především svému vedoucímu RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D. za obrovskou ochotu, cenné rady a nesmírnou trpělivost, kterou projevil při vedení této práce. Dále bych ráda poděkovala doc. RNDr. Jiřímu Zimákovi, CSc. za ochotu při měření vzorků pro gamaspektrometrii. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat své rodině a blízkým přátelům, kteří mne po celou dobu studia podporovali.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Alena Fuksová

Název práce: Geologická dokumentace lomu Bory u Velkého Meziříčí (moldanubikum)

Typ práce: Bakalářská práce

Pracoviště: Katedra geologie PřF UP

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2010

Abstrakt : Bakalářská práce je zaměřena na geologickou charakteristiku lomu Bory u Velkého Meziříčí. Lom je založený v granulitech borského granulitového masivu, které hojně proráží pegmatitové a křemenné žíly. Granulity obsahují místy xenolity erlanů a ultrabazik. Světlý a tmavý granulit se liší minerálním složením i v obsahu radioaktivních prvků, tmavé granulity mají vyšší obsah Th než granulity světlé. V lomu se vyskytují dva typy pegmatitů - cordieritické a turmalinické. V cordieritickém pegmatitu byl zjištěn také pyrit, arzenopyrit s menší příměsí Co (0,05-0,12 apfu) a löllingit s příměsí Ni (0,17 apfu) a drobnými inkluzemi empressitu (Ag_7Te_5) a nepojmenované fáze Bi_5Te_3 s malou příměsí (0,74 apfu) síry. Turmalinické pegmatity obsahovaly skoryl se střední hodnotou vakance v X pozici. Křemenné žíly obsahovaly dravit se střední hodnotou vakance v X pozici. Uzavřeniny erlanu místy přecházely do mramoru nebo pyroxenické ruly, obsahovaly anortit, křemen, K-živec, diopsid a hedenbergit (některá zrna byla částečně chloritizována, nebo téměř zcela přeměněna v minnesotait), dále grossular, kalcit, siderit s příměsí Ca (0,12 apfu), titanit, biotit, muskovit, chlorit, kobaltin (s příměsí Fe a Ni).

Klíčová slova: moldanubikum, Bory u Velkého Meziříčí, granulity, erlany, pegmatity, petrografie, mineralogie, gamaspektrometrie,

Jazyk: Český jazyk

Počet stran: 56

Počet příloh: 0

Bibliographic identification :

Author's first name and surname: Alena Fuksová

Title: Geological documentation of the quarry Bory near Velké Meziříčí (Moldanubicum)

Type of thesis: bachelor's thesis

Institution: Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University in Olomouc

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2010

Abstract: This thesis deals with geological characterization of quarry Bory near Velké Meziříčí. The quarry is situated in granulites of Bory Granulite Massif that are penetrated by pegmatite and quartz veins. Locally granulites contain xenoliths of erlans and ultrabasites. Felsic and mafic granulite have different mineral composition and also different content of radioactive elements (mafic granulites contain more Th than felsic one). Two types of pegmatites occur in the quarry: cordierite- and tourmaline-bearing. Besides common minerals, cordierite-bearing pegmatite contains pyrite, arsenopyrite with an admixture of Co (0.05-0.12 apfu) and löllingite with admixture of Ni (0.17 apfu) and inclusions of empressite (Ag_7Te_5) and unnamed phase Bi_5Te_3 with small portion of sulphur (0.74 apfu). Tourmaline-bearing pegmatite contains skoryl with middle value of X-site vacancy. Dravite with middle value of X-site vacancy occurs in quartz veins. Erlans locally pass to marble or pyroxene gneiss. They contain anortite, albite, quartz, K-feldspar, diopside and hedenbergite (some grains are partly chloritized or almost completely transformed to minnesotaite), grossular, calcite, siderite with elevated Ca (0.12 apfu), titanite, biotite, muscovite, chlorite and cobaltite (with elevated admixture of Fe and Ni).

Key words: Moldanubicum, Bory quarry, granulites, erlans, pegmatites petrography, mineralogy, gamma-spectrometry

Language: Czech

Number of pages: 56

Number of appendices: 0

OBSAH

1	ÚVOD	6
2	GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA	8
	2.1. Geologická stavba širšího okolí.....	8
	2.2. Geologická charakteristika strážeckého moldanubika	9
	2.3. Geologická situace na lokalitě.....	11
3	PŘEHLED DOSAVADNÍCH GEOLOGICKÝCH VÝZKUMŮ V LOMU BORY	13
4	METODIKA	19
5	VLASTNÍ VÝZKUM	21
	5.1. Tektonika	21
	5.2. Petrografická charakteristika	22
	5.2.1. Granulity	22
	5.2.2. Bazické a opálové uzavřeniny	24
	5.2.3. Pegmatitové žíly	26
	5.2.4. Uzavřeniny erlanu	33
	5.2.5. Pyroxenická rula	43
	5.3. Charakteristika křemenných žil.....	43
	5.4. Gamaspektrometrie.....	44
6	DISKUZE	47
7	ZÁVĚR.....	52
8	POUŽITÁ LITERATURA.....	54

1 ÚVOD

Obec Bory se nachází v oblasti Českomoravské vrchoviny osm kilometrů severně od Velkého Meziříčí. Svůj název získala až v roce 1972, kdy došlo ke sjednocení obcí Dolní Bory a Horní Bory, ke kterým náleží osada Cyrilov.

Okolí Borů je světoznámou mineralogickou oblastí a zdejší minerály jsou bohatě zastoupeny v mnoha muzeích i soukromých sbírkách. Zásahu na tomto věhlasu má těžba pegmatitových nerostů v Dolních Borech a Cyrilově, která zde byla započata již koncem 19. století a také založení kamenolomu v Horních Borech ve 30. letech 20. století. Ovšem nejvíce se do geologického povědomí dostala lokalita Hatě nedaleko Dolních Borů odkud pochází velké množství známých a krásných krystalů minerálů o velikosti i několik desítek centimetrů. Jednalo se především o krystaly záhnědy, křišťálu, živců, skorylu, safíru, andalusitu, pyritu a dalších. Lokalita Hatě se také stala typovou lokalitou nového minerálu sekaninaitu, který odtud popsali prof. Staněk a dr. Miškovský v roce 1964. Hatě byly největším nerudním dolem na Českomoravské vrchovině, těžil se zde hlavně živec pro západočeské porcelánky až do roku 1972. Dalším nově popsaným minerálem je cyrilovit, pojmenovaný podle místa nálezů. Lokality Hatě a Cyrilov jsou velmi podrobně zpracovány a popsány v mnoha odborných pracích a na dlouhou dobu zastínily kamenolom v Horních Borech, kterému je pozornost věnována hlavně v posledních třiceti letech.

Kamenolom Bory se nachází půl kilometru jihovýchodně od středu stejnojmenné obce a dodnes se jedná o činný třítážový lom (obr. 1). Je založen v granulitových a rulových horninách v rozsahu těžené plochy přes 30 000 m². Provozovatelem je firma Colas CZ a.s., která průměrně ročně vytěží 100 000 tun materiálu, který je využit ve formě drtí, štěrkodrtí a stavebního kamene.

Cílem této práce je podat podrobnější charakteristiku geologických, petrografických, mineralogických a tektonických poměrů lomu Bory, a to na základě kombinace studia literatury a vlastního výzkumu. Rešeršní část obsahuje geologickou charakteristiku strážeckého moldanubika a přehled dosavadních výzkumů na lokalitě. Terénní část zahrnuje dokumentaci lomu a odběr reprezentativních vzorků, které byly následně zpracovány a v laboratorní části studovány pomocí dostupných mineralogických metod.



Obr. 1 Celkový pohled na lom Bory (situace-duben 2010)

2 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

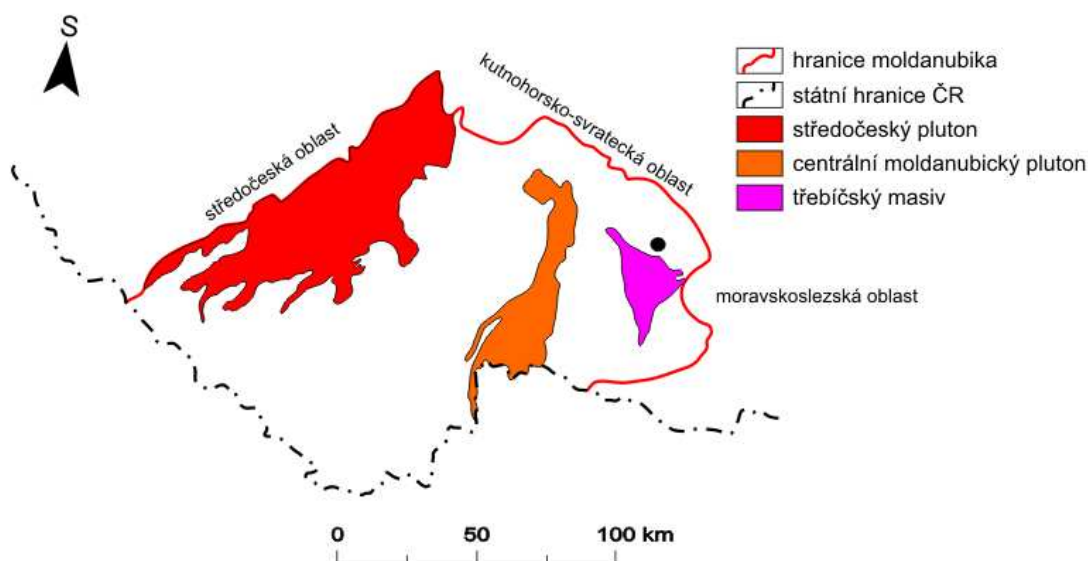
2.1. Geologická charakteristika širšího okolí

Lokalita Bory náleží dle regionálně-geologické klasifikace do oblasti strážeckého moldanubika.

Moldanubická oblast tvoří jižní a jihozápadní část Českého masivu. Budují ji silně metamorfované horniny prekambriického a paleozoického stáří, které jsou prostoupeny intruzivními tělesy hlubinných granitoidních hornin, jež tvoří dva velké plutonické komplexy (středočesky a moldanubický) (obr. 2, Chlupáč et al. 2002). Právě vysoký stupeň metamorfózy, přítomnost některých specifických typů metamorfitů (granulity, eklogity, granátické serpentinity, cordieritické migmatity), intenzivní migmatitizace a téměř chybějící sedimentární pokryv jsou charakteristické rysy moldanubické oblasti, které ji odlišují od okolních jednotek. Styk moldanubické oblasti s okolními jednotkami hercynid je převážně tektonický (Mísař et al. 1983).

Mísař et al.(1983) rozděluje moldanubické horniny na dvě skupiny (série) – jednotvárnou a pestrou. Horniny jednotvárné skupiny jsou tvořeny plagioklasovými biotitickými, biotiticko-muskovitickými, silimaniticko-biotitickými a cordieriticko-biotitickými pararulami. Tyto pararuly tvoří převážnou část moldanubika a jsou v rozsáhlých areálech migmatitizovány. Pestrá skupina je tvořena hlavně plagioklasovými pararulami, jež se podobají pararulám jednotvárné skupiny. Dále ji charakterizují četné polohy dalších hornin. Pestré vložky hornin sedimentárního původu představují kvarcické ruly, kvarcity, grafitické kvarcity, erlany, skarny, krystalické vápence, dolomitické vápence až dolomity, grafitické ruly a grafity. Dále pestré vložky vulkanického původu – amfibolity, amfibolitické ruly. Na oblasti pestré skupiny, nikoliv však výhradně, jsou vázány výskyty eklogitů a ortorul (Mísař et al. 1983).

Chlupáč et al. (2002) rozlišují v moldanubiku ještě třetí jednotku, a to Gföhlskou jednotku, která obsahuje granulity a leukokratní migmatity. U granulitů předpokládají vznik z taveniny chudé na vodu, koncentrované na styku zemské kůry a pláště, odtud se do roztavené hmoty dostaly cizorodé složky – xenolity menších těles serpentinizovaných peridotitů.



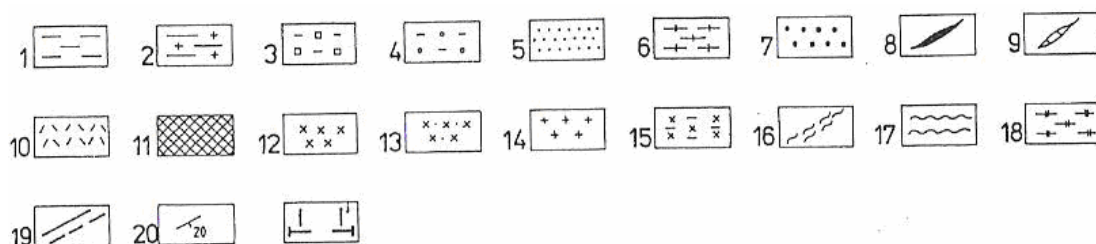
Obr. 2 Pozice lokality Bory (označeno černou tečkou) v rámci moldanubika. Upraveno dle Dudka et al. (1992).

2.2. Geologická charakteristika strážeckého moldanubika

Strážecké moldanubikum se rozkládá severně od třebíčského masívu (Mísař et al. 1983). Název strážecké moldanubikum je používán od roku 1976 dle Návrhu regionálně geologické klasifikace Českého masívu a odpovídá dříve používanému názvu žďársko-strážecké brachysynklinorium. Geologická hranice této oblasti je dána na severu ranským masívem a komplexem hornin kutnohorského krystalinika a hlinecké zóny, na východě horninami svrateckého krystalinika a na jihu bítešskou dislokací, na jihozápadě tvoří hranici třebíčský masív a na západě přibyslavská mylonitová zóna. (obr. 3, Stárková et al. 1993).

Strážecké moldanubikum je reprezentováno převážně katazonálně metamorfovaným sedimentárně-vulkanogenním komplexem hornin, přepracovaných předpaleozoickou a variskou metamorfózou (Stárková et al. 1993). Téměř celé strážecké moldanubikum náleží pestré skupině moldanubika, jednotvárná jednotka buduje pouze úzký pruh při východním okraji centrálního masívu. V jejím nadloží je uložena granulitová formace, která vystupuje sv. od třebíčského masívu (Mísař et al. 1983). Touto formací je borský granulitový masív, Chlupáčem (2002) řazený do Gföhlské skupiny. Strážecké moldanubikum je rozděleno na dvě dílčí kry křídelským zlomem, podle něho je severní kra přesmyknutá k J a vykazuje vyšší četnost a distribuci ultrabazitů ve srovnání s krou jižní.





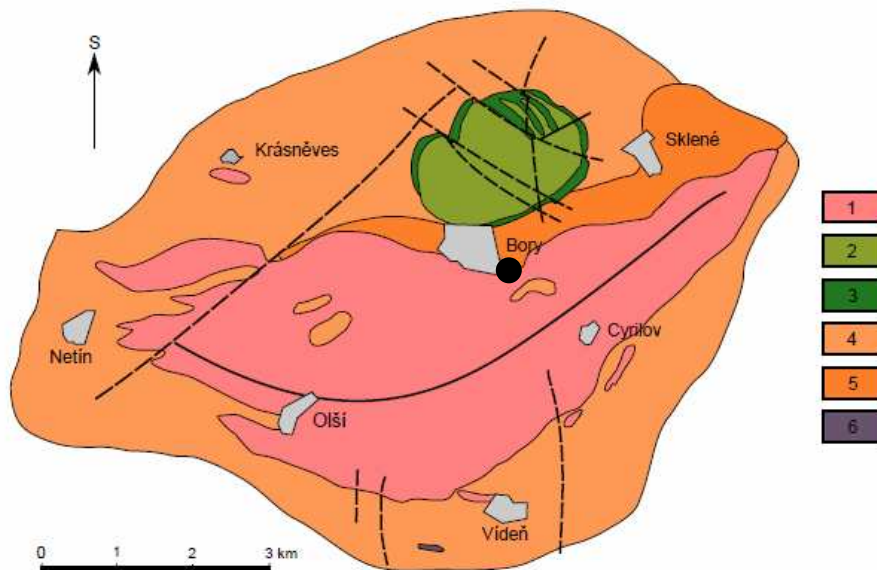
Obr. 3 Geologická mapa strážeckého moldanubika (převzato ze Stárkové et al. 1993); lokalita Bory je vyznačena červenou tečkou.

Vysvětlivky: 1 – biotitické pararuly, 2 – biotitické migmatity (arterity), 3 – biotitické migmatity s kyanitem, 4 – biotitické migmatity s cordieritem, 5 – perlové ruly, 6 – leukokratní migmatity (granitizované ruly), 7 – cordieritické rohovce, 8 – amfibolity, 9 – erlany, krystalické vápence, 10 – granulity, 11 – serpentinity, 12 – dvojslídne granity, 13 – durbachity, 14 – amfibolicko-pyroxenické metadiority, 15 – aplity, 16 – mylonity a ultramylonity, 17 – dvojslídne svory svrateckého krystalinika, 18 – dvojslídne migmatity (svratecké ortoruly), 19 – zlomy ověřené, předpokládané, 20 – foliace, 21 – linie geologického řezu.

2.3. Geologická situace na lokalitě

Lom Bory se nachází v severní části borského granulitového masívu (obr. 4), který tvoří těleso protáhle čočkovitého tvaru (směru VSV-ZJZ), uložené konformně v biotitických, místy cordieritických rulách (Špínar 1995) rozdílného stupně migmatitizace a uzavírá četné kry ultrabazik. Hlavní vrásovou strukturou je antiformaltzv. křížanovského oblouku o délce několika km, která probíhá paralelně (VSV-ZJZ) s borským granulitovým masivem (Duda 1983). Severně od borského granulitového tělesa je pruhem perlových rul a migmatitů odděleno těleso borského ultrabazického masívu.

Zdejší granulity jsou paleovulkanity metamorfované do facie granulitové. Během hercynské metamorfózy byla část granulitových hornin retrogradně přeměněna a nabyla vzhledu gföhlských rul (Mísař et al. 1983).



Obr. 4 Geologická mapa borského granulitového masívu a okolí. Lom Bory je označen černou tečkou (upraveno z Mísaře et al.1983).

Vysvětlivky: 1. granulity, 2. serpentinizované peridotity, 3. amfibolity, 4. biotitické a cordierit-sillimanit-biotitické migmatity, 5. migmatity s vysokým obsahem metatektu, 6. erlany

3 PŘEHLED DOSAVADNÍCH GEOLOGICKÝCH VÝZKUMŮ V LOMU BORY

Lokalita Bory je poměrně dobře zpracována a prostudována. První výzkumy zde prováděl Suess (1901 in Duda 1983), který popsal zdejší granulity. Podrobnější popis podal Fiala et al. (1987), kteří na základě silikátových analýz, studia distribuce radioaktivních (K, Th, U) a stopových (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, V, Cr, Ni) prvků rozdělil granulity do dvou skupin :

- a) Acidní granulity neobsahující pyroxen – představují metamorfované magmatické horniny granitového/ryolitového složení, které obsahují více než 69% SiO₂ a více než 2,5% K₂O, naopak nižší obsahy Th, Ba a Zr.
- b) Subacidní granulity bez pyroxenu – představují metamorfované sedimenty arenitického složení, které obsahují SiO₂<69% a K₂O <2,5% a mají vyšší obsahy Th, Ba a Zr.

Geochemické srovnání granulitů s odpovídajícími ekvivalenty ve svrchní kůře ukazuje, že granulity nebyly výrazně ochuzeny o litofilní prvky K a Rb, což indikuje, že se při jejich vzniku výrazně neuplatnila anatexe, spojená s podstatným odnosem natavené části materiálu. Snížení obsahů Th, U, Zr a Sr lze vysvětlit selektivním odnosem těchto prvků fluidní fází, vznikající při dehydrataci v průběhu granulitové metamorfózy vysokotlakého typu (Fiala et al. 1987). Píkové podmínky metamorfózy acidních granulitů byly Tajčmanovou (2006 in Kotková 2007) stanoveny na 850°C a 18 kbar.

Metamorfóza vytvořila v granulitech nápadné reakční textury – přeměny kyanitu v sillimanit, cordierit-křemenné a ortopyroxen-plagioklasové symplektity okolo granátu. Složení granátu je proměnlivé v závislosti na hornině, ve které se vyskytuje. Granát v kyselých granulitech obsahoval vyšší obsah almandinové složky (do 75 mol.%) a menší množství grossularové složky (do 2 mol.%; Kotková, Melichar 2003). Dle Kotkové a Melichara (2003) nízký obsah Grs složky v acidních a zonálnost granátu v subacidních granulitech svědčí o vysokoteplotní homogenizaci za středních až nízkých tlaků. Granáty subacidních granulitů obsahovaly vyšší obsah Grs složky ve středu zrna, také obsah Ca se snižoval směrem k okraji zrna, což souvisí s nízkotlakou reakcí Grt+Qtz=Pl+Opx, naopak obsah pyropové složky vzrůstal směrem k okraji, což

značí progradní teplotní vývoj na styku subacidního granulitu a pyroxenitu. Opakem jsou zonální granáty z tmavých subacidních granulitů, které vykazovaly nižší obsah Prp složky u okraje, což je interpretováno jako důsledek výměnné reakce Fe-Mg mezi granátem a biotitem při ochlazení. Tyto zonálnosti značí pokles tlaku v granulitech až na podmínky amfibolitové facie (Kotková, Melichar 2003).

Jádro celého masivu je tvořeno světlým granulitem (světlý leptynit). Jedná se o strukturně nejvýše položenou a nejvíce erodovanou část masivu. Hornina může být zcela světlá, častější jsou páskované struktury, kdy se střídají polohy s biotitem a bez něho. Základní mineralogické složení je křemen, K-živec převažující nad plagioklasem, sillimanit, kyanit, biotit, granát, rutil, apatit, turmalín a zirkon (<http://pruvodce.geol.morava.sci.muni.cz/Horni-Bory/HBory-text.htm>). Akcesoricky dále hercynit, ilmenit a monazit (Kotková et al. 2003).

Nejběžnější horninou masivu je tmavý biotiový granulit (leptynit s biotitem). Barva horniny je šedá až hnědošedá. Skládá se z těchto minerálů: diskovitý křemen, K-živec je v rovnováze s oligoklasem, usměrněný biotit, sillimanit, kyanit, granát, zirkon a apatit (<http://pruvodce.geol.morava.sci.muni.cz/Horni-Bory/HBory-text.htm>). Foliace granulitů se uklání k severozápadu a je narušena množstvím prorážejících pegmatitových žil (Kotková, Melichar 2003).

V biotitovém granulitu se často vyskytují nepravidelná tělesa cordieritové ruly s přechodnými kontakty (Kotková et al. 2003). Cordieritová rula (leukosom) je hornina s šedomodrým nádechem. Tvoří nepravidelná tělesa leukosomu až dm mocností. Je složena z křemene, K-živce převažujícího nad oligoklasem, biotitu, cordieritu, kyanitu, sillimanitu, spinelu, biotitu, granátu, apatitu, a zirkonu (<http://pruvodce.geol.morava.sci.muni.cz/Horni-Bory/HBory-text.htm>). Kotková et al. (2003) udávají dva typy cordieritu. Cordierit I tvoří v hornině tvoří izometrické agregáty nebo hypautomorfní krystaly. Čerstvý cordierit I je modrý až šedomodrý, na okrajích může být alterován na směs chloritu, biotitu a muskovitu. Obsahuje 30-44 mol.% sekaninaitové složky a obsahuje do 0,11 atomu Na na vzorcovou jednotku. Cordierit II tvoří jemně zrnité agregáty a formuje nepravidelné šmouhy v granulitu, je bohatší na sekaninaitovou složku (46–50 mol.%). Vznik cordieritu je spjat s dehydratací horniny při výstupu granulitových hornin. V rule se také vyskytuje vzácně turmalín I (skoryl), který tvoří tmavá drobná červenohnědá zrna, nebo jehličky. Naopak turmalín II (oxy-skoryl) tvoří černé hypautomorfně omezené krystaly

v blokové zóně K-živce nebo křemene v primitivním granitickém pegmatitu. Oba vykazují nízké až střední hodnoty vakance v X pozici, ale liší se v obsazích celkového Fe (0,56 apfu u turmalínu I a 0,79 apfu u turmalínu II). Kotková a Melichar (2003) uvádějí datování zirkonů z granulitů, U-Pb metodou bylo zjištěno stáří $347 \pm 9/10$ Ma.

Borské granulity hojně obsahují bazické a ultrabazické uzavřeniny. Podrobně je studovali Mísař a Jelínek (1981), podle nichž je rozmístění uzavřenin v lomu do jisté míry zákonité. Zdejší uzavřeniny klasifikovali jako:

- Dunity – tvoří jen drobná tělesa, jsou složeny z olivínu, spinelidů a akcesoricky z pyroxenů. Charakteristické jsou „uzlíky“ kelyfitů představující pseudomorfózy po granátech.
- Peridotity – nejběžnější typ uzavřenin, bývají páskované i homogenní. V páskovaných typech se střídají pásy peridotitového až dunitového složení s polohami granátických pyroxenitů, složení i mocnost pásků značně kolísá. Homogenní typy peridotitů vystupují v samostatných uzavřeninách a obsahují hojně spinelidy.
- Pyroxenity – tvoří jen drobné uzavřeniny do velikosti několika decimetrů. Obsahují klinopyroxen, olivín, ortopyroxen a granát. Granát je základní součástí horniny a bývá koncentrován do pásků bohatších granátem.
- Eklogity – obsahují granáty s kelyfitickými lemy a klinopyroxeny, které podléhají různě intenzivně symplektitizaci. Dále mohou eklogity obsahovat různé asociace se spinelidy, plagioklasem, amfibolem a křemenem.
- Opálové uzavřeniny – opál byl stanoven rentgenograficky jako CT-opál, který vzniká za relativně nízkých teplot v povrchových podmínkách. Jedná se o směs neuspořádaného cristobalitu a tridymitu, dále uzavřeniny obsahovaly siderit, reliktu klinopyroxenů a spinelidy. Přítomnost Cr, Co a Ni v chemickém složení opálů je důkazem pro vznik opálů z ultrabazik.

Všechny uzavřeniny mají kolem sebe na styku s granulity vyvinuty reakční metamorfnní zóny tvořené maskem a antofylitem ve vnitřní zóně a flogopitem a amfibolem ve vnější zóně. Vznik reakčních zón odpovídá podmínkám amfibolitové

facie. Mísař a Jelínek (1981) předpokládají, že uzavřeniny musely existovat jako pevná tělesa ve výchozí leptynitické sérii moldanubika. Leptynitická série představuje kyselé produkty vulkanické činnosti a uzavřeniny jsou pak materiálem vneseným z různých hloubkových pater kyselým magmatem, popř. při vulkanických explozích.

Ackerman et al. (2009) popisují zdejší ultrabazika převážně jako lherzolity přeměněné reakcí s SiO_2 bohatou taveninou na harzburgity. Méně časté jsou uzavřeniny lherzolit-dunit-wehrlitové série, které vznikly reakcí plášťového peridotitu s frakcionovanou SiO_2 nenasycenou bazaltovou taveninou. Tavenina, z níž vznikaly Fe-dunit/wehrlity, má na základě izotopů a obsahů stopových prvků charakteristiku taveniny, vázané svým vznikem na subdukční zóny.

O pegmatitech v Borech se zmiňuje již Weber (1944), který uvádí hlavní minerální složení: křemen, ortoklas, albit, muskovit a turmalín. Na trhlinách a puklinách dále popisuje šedozelenou chloritickou hmotu, křišťál, záhnědu, ankerit a pyrit. Špinar (1995) rozděluje zdejší pegmatity do dvou skupin:

- Pegmatity spjaté s pozdními magmatogenními procesy – tvoří žilná tělesa s ostrými kontakty s okolními horninami, často jsou zonální, mají jednoduché minerální složení (křemen, K-živce, skoryl, biotit, muskovit), z méně běžných minerálů obsahují apatit, pyrit a arzenopyrit (s příměsí Sb a Bi).
- Pegmatity spjaté s metamorfními procesy – mají charakter křemen-živcového leukosomu a jejich vznik je spojován s parciální anatexí granulitových hornin. Vytváří menší nepravidelná tělesa, typickým minerálem je cordierit, křemen, K-živce, plagioklas, biotit a akcesoricky skoryl, pyrit a pyrhotin.

Novák (2005) navazuje na rozdělení pegmatitů a zdejší klasifikuje jako:

- Subabysální cordieritové pegmatity – vznikly natavením hornin a utužením v menší hloubce za nižších tlaků než pegmatity abysální. Důkazem menších hloubek je přítomnost nízkotlakých minerálů (andalusit, cordierit-sekaninait, silimanit). Odpovídají metamorfním pegmatitům dle Špinara (1995). Novák (2005) rozšiřuje složení o apatit, dumortierit a granát.
- Primitivní turmalínové pegmatity – vykazují vyšší stupeň frakcionace, který se projevuje vyšším poměrem $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ v turmalínu a $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$

v biotitu ve srovnání se subabysálními pegmatity. Odpovídají magmatogenním pegmatitům dle Špinarovy klasifikace. Novák (2005) rozšířil minerální složení o granát, rutil, ilmenit a löllingit.

- Primitivní fosfátové pegmatity – vytváří zonální žíly, typickým znakem je přítomnost primárních Fe, Mn-fosfátů (triplit, zweiselit, trifylín, sarkopsid, grafitonit, wagnerit). Drobný výskyt primárních Fe-Mn fosfátů zmiňuje už Kotková et al. (2003). Obsahují také skoryl, andalusit cordierit, apatit a granát. Akcesoricky ilmenit, kasiterit, topaz a sekundární fosfáty, charakteristická je vysoká aktivita B a P, naopak nízká aktivita F.

Novák et al. (1998 in: Novák 2005) stanovili radiometricky U-Pb metodou stáří $335,8 \pm 2$ a $337,2 \pm 2$ Ma z monazitu z fosfátového pegmatitu Oldřich v Dolních Borech.

Cempírek et al. (subm.) nově popisují ve světlém granulitu drobnou pegmatitovou žilku tvořenou K-živcem, plagioklasem, křemenem a vzácnými borosilikáty. Byly nalezeny světle zelené krystalky grandidieritu-ominelitu obklopené a zatlačované turmalínem, nebo směsí turmalínu a korundu. Dále byly popsány paprscité agregáty boralsilitu v křemeni; boralsilit byl místy přeměněný na směs fylosilikátů, výjimečně na sekundární olenit. S přeměněným boralsiletem se v asociaci vyskytovaly zonální zrna dumortieritu, také ferberit, rutil, Ni-rutil, W-ixiolit, ilmenit a monazit(-Ce). Grandidierit-ominelit a boralsilit byly zřídka prorůstány Fe-werdingitem. Autoři diskutují i teplotně-tlakové podmínky vzniku tohoto pegmatitu a předpokládají, že pravděpodobně půjde o vůbec nejstarší pegmatitovou mineralizaci v dané oblasti. Zdroj taveniny předpokládají v okolních granulitech.

Dolníček et al. (2003) se zabývali studiem fluidních inkluzí z dolomitu z pegmatitové žíly. Dolomitová mineralizace vznikala za teploty 141-173°C a za velmi nízkého tlaku (100-115 bar). Konstatují, že dle minerálního, chemického a izotopického (C, S, O) složení, teploty, tlaku, složení fluid a salinity se borská dolomitová mineralizace blíží povariským dolomitům východního okraje Českého masivu.

Poměrně časté jsou na této lokalitě křemenné žíly. Většinou neobsahují žádné další minerály kromě křemene, na některých žilách se sporadicky nachází skoryl, živec, cordierit, pyrit. Na jedné žíle byly nalezeny karbonáty, rutil-sagenit a chlorit (Špinar 1995).

Minerální asociací na puklinách se zabýval Špinar (1995). Tato asociace je vázána na jeden puklinový systém se směrem sklonu 110-143 a velikostí sklonu 68-73°. Puklinové asociace mají jednoduché minerální složení blížíící se alpské paragenezi. Minerály vznikají z komponent, které byly vylouženy roztoky poměrně nízkých teplot z okolních hornin. Na puklinách byl nalezen křemen, skoryl, muskovit, pyrit, anatas, chlorit a karbonáty (siderit, Fe-dolomit). Alpská a pegmatitová parageneze se často překrývají.

4 METODIKA

Geologická dokumentace lomu Bory probíhala v letech 2008-2010, výzkum byl rozdělen na etapu terénní a laboratorní.

Terénní etapa zahrnovala celkovou dokumentaci lomu, rozlišení jednotlivých litotypů hornin, jejich popis a fotodokumentaci. Po dokumentaci následovalo odebrání reprezentativních vzorků ze všech litotypů pro účely následného laboratorního výzkumu. Tektonické poměry (orientace foliace metamorfitů, orientace pegmatitových a minerálních žil a neminerálních puklin) byly měřeny geologickým kompasem. U jednotlivých litotypů byla zjištěna přirozená radioaktivita (obsahy prvků K, Th, U) pomocí terénního gamaspektrometru GRM 260/B (výrobce GF Instruments, Brno), doba měření 3 minuty. V místech terénního měření bylo odebráno asi 500g vzorku pro laboratorní gamaspektrometrii.

V laboratorní etapě byly vyhotoveny výbrusy z jednotlivých typů hornin pro detailnější výzkum. Většina výbrusů byla pozorována v badatelském mikroskopu Olympus BX 50 pro pozorování v procházejícím i odraženém světle, vybaveném digitálním fotoaparátem Olympus C-7070, kterým byla zhotovena i fotografická dokumentace. Mineralogicky zajímavé výbrusy byly naleštěny na leštičce Struers RotoPol-35. Část z nich byla potažena grafitem a analyzována vlnovou disperzní (WDX) bodovou analýzou na přístroji Cameca SX 100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně (analytik Mgr. R. Škoda, Ph.D.). Pyroxeny, živce, turmalíny a karbonát byly analyzovány při napětí 15kV a proudu 10nA, šířka elektronového svazku byla 8μm pro karbonát, 5μm pro turmalíny, 4μm pro pyroxeny a 2 μm pro živce. Pro granáty a titanit bylo napětí 15kV a proud 20nA. Pro sulfidy, arzenidy a telluridy napětí 25kV a proud 20nA. Při analýzách byly využity tyto standardy: albit (Na), almandin (Fe), andradit (Ca, Fe), apatit (P), baryt (Ba, S), benitoit (Ba), columbit_ivigtut (Nb), fluorapatit (P), gahnit (Zn), hornblend (Ti), chalkopyrit (S), chromit (Cr), olivín (Mg), pararammelsbergit (Ni, As), pyrop (Mg), rodonit (Mn), sanidin (Al, K, Si), spessartin (Mn, Si), sulf1_CdTe (Cd, Te), sulf1_HgTe (Hg), titanit (Ca, Si, Ti), topaz (F), vanadinit (Cl), zirkon (Zr), CdS_4a (Cd), CrTa2O6 (Ta), FeS2 (Fe), InAs (As), MgAl2O4 (Mg), NaCl (Cl), PbCl2 (Cl), PbS (Pb), PbSe (Pb, Se), ScP5O14 (Sc), SrSO4 (S, Sr), YAG (Y), YGI (Y), ZnO (Zn), ZnS (Zn), elementární antimon (Sb), elementární bismut (Bi), elementární cín (Sn), elementární kobalt (Co), elementární

mangan (Mn), elementární měď (Cu), elementární nikl (Ni), elementární selen (Se), elementární stříbro (Ag), elementární vanad (V), elementární wolfram (W).

Leštěné výbrusy určené pro katodovou luminiscenci byly vloženy do katodoluminiscenčního systému CL8200 MK5-1 (výrobce Cambridge Information Technology Ltd., Velká Británie) se „studenou“ katodou, instalovaného na polarizačním mikroskopu Leica DMZ500P s digitálním fotoaparátem Olympus C-7070, kterým byla pořízena fotodokumentace. Pozorování bylo prováděno při napětí 15kV a proudu cca 300 μ m.

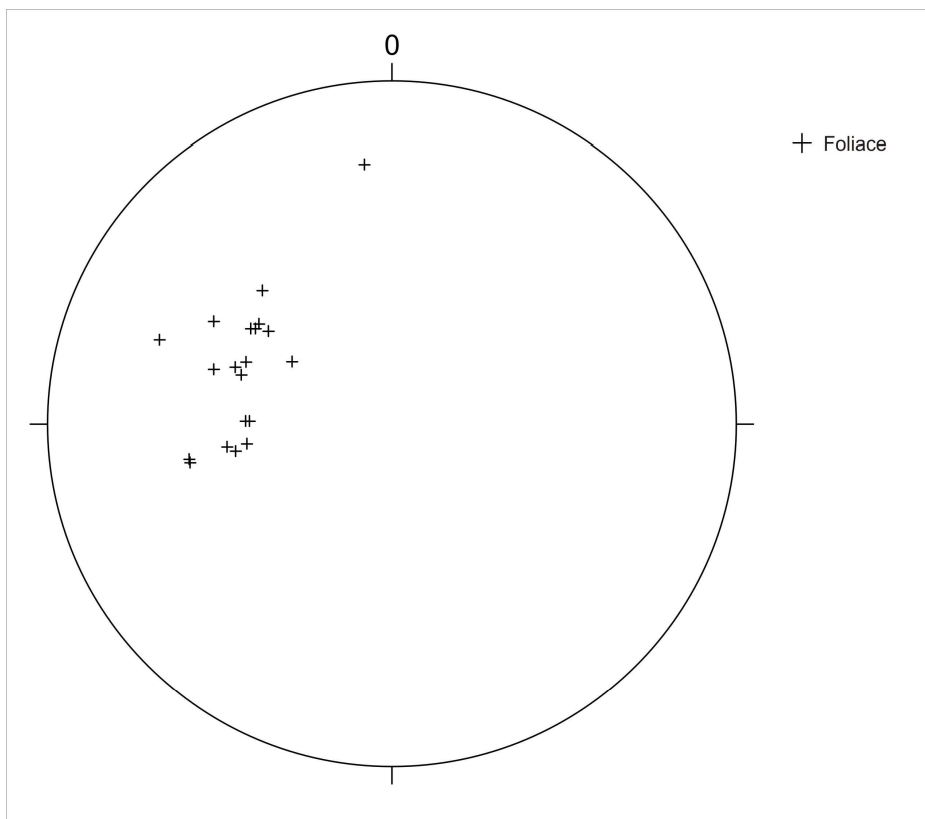
Vzorky odebrané pro laboratorní gamaspektrometrii byly částečně rozdrceny na menší úlomky, které byly vloženy do uzavíratelných kelímků o objemu 250 ml. Po ustavení radioaktivní rovnováhy (min. 14 dní) byly ve vzorcích měřeny po dobu 30-ti minut laboratorním gamaspektrometrem GS-320 (výrobce Exploranium Inc., Kanada) na katedře geologie PřF UP v Olomouci (analytik doc. J. Zimák) koncentrace U, Th a K. Detekční limity činily 0,5 hm.% pro K, 1,5ppm pro U a Th.

5 VLASTNÍ VÝZKUM

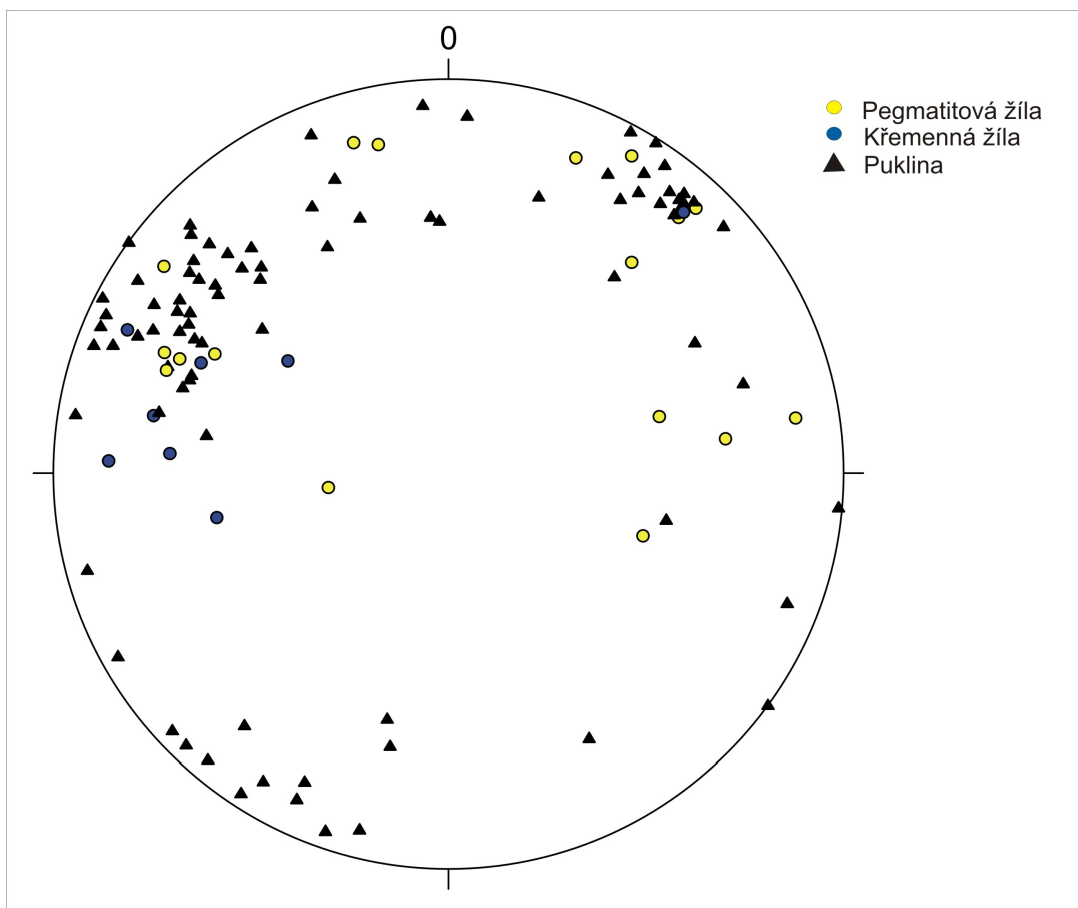
Vlastní výzkum se skládal z terénní a laboratorní etapy. Součástí terénní etapy byla dokumentace etáží, popis jednotlivých typů hornin, fotodokumentace, měření drobných tektonických struktur (foliace, pukliny), orientace pronikajících žilek geologickým kompasem a měření terénní gamaspektrometrie. V laboratorní části byly zhotoveny výbrusy pro pozorování v polarizačním mikroskopu, pro WDX analýzu a katodovou luminiscenci.

5.1. Tektonika

Převažující horninou v lomu je granulit, který vykazuje pravidelnou foliaci s orientací JJZ–SSV uklánějící se pod úhlem 45-55° k JJV (obr. 5). Dále jsou horniny v celem lomu hojně rozpukány. Lze sledovat dva na sebe kolmé přednostní systémy puklin s orientací SZ-JV se sklonem 80- 85° k JZ a SV-JZ a sklonem 70-80° k JV (obr. 6). Některé pukliny byly druhotně vyplněny křemenem, který místy obsahoval jemnozrný pyrit. Orientace těchto žil koreluje s foliací granulitů, jde tedy o ložní žíly. Kromě křemenných žil se zde vyskytují i pegmatitové žíly, jejichž orientace částečně kopíruje systémy puklin (obr. 6).



Obr. 5 Diagram orientace foliace, zobrazení do spodní polokoule Lambertovy projekce.



Obr. 6 Diagram pólů puklin, křemenných a pegmatitových žil, zobrazení do spodní polokoule Lambertovy projekce.

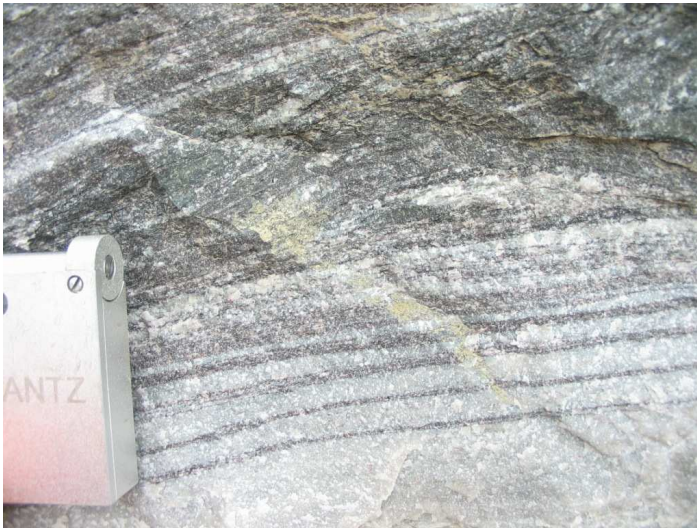
5.2. Petrografická charakteristika

5.2.1. Granulity

V lomu se makroskopicky vyskytují dva typy granulitu – světlý a tmavý, často dochází k jejich střídání a vzniká tak páskovaná textura. Mocnost pásků značně kolísá od několika mm do řádově desítek dm (obr. 7).

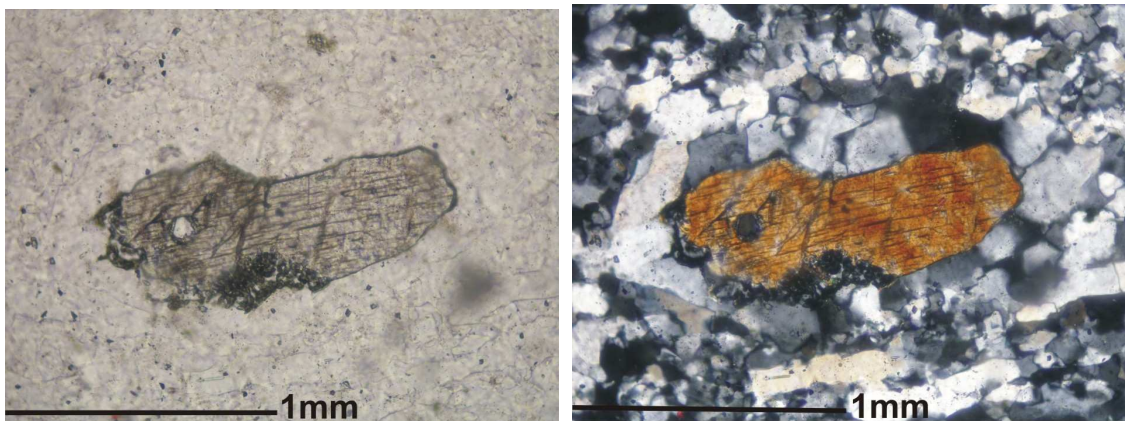
Světlý granolit je světle šedá až bílá hornina s jemnou zrnitostí a porfyroblasty růžového granátu. Mikrostruktura je granoblastická, základní mineralogické složení tvoří křemen, K-živec, plagioklas, granát, kyanit, sillimanit, biotit, hercynit, akcesoricky zirkon a monazit. Křemen vytváří xenomorfně až hypautomorfně omezená unduózně zhášeující zrna. Diskovité protažení mnoha zrn je paralelní s foliací horniny. K-živec převažuje nad plagioklasem, je xenomorfní a často pertitický. Plagioklas se vyskytuje jen místy, tvoří hypautomorfně omezená zrna s polysyntetickým

lamelováním. Granát představuje automorfně omezené porfyroblasty okrouhlého tvaru, je bezbarvý a většinou silně rozpraskaný.

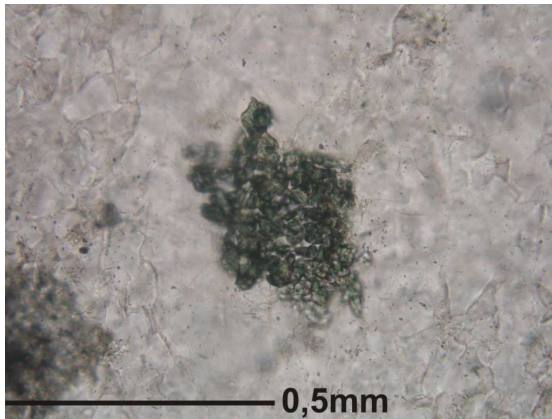


Obr. 7 Střídání světlého a tmavého granulitu.

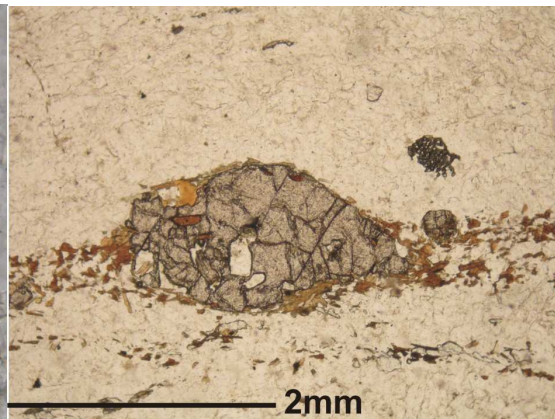
Z vedlejších minerálů se zde vyskytuje kyanit (obr. 8a,b), který je lištovitý se znatelnou štěpností, bezbarvý, ojediněle přeměněný v jehličkovité sférolity patrně sillimanitu, místy se vyskytuje i přeměna kyanitu v hercynit-plagioklasové symplektity. Hercynit byl přítomen ve formě drobných zelených automorfně omezených izometrických zrn (obr. 9). Zirkon tvořil oválná zrna o velikosti do 50 μ m a monazit se vyskytoval ve formě drobných automorfně omezených krystalků, nebo nepravidelných zrn o velikosti do 20 μ m.



Obr. 8 Lištovité zrna kyanitu v jemnozrnném křemeni světlého granulitu vlevo v PPL, vpravo v XPL.



Obr. 9 Drobná zrna hercynitu ve světlém Granulitu. Výbrus, PPL. Výbrus, PPL.



Obr. 10 Pásek tmavého granulitu (biotit obtékající granát) v ve světlém granulitu.

Tmavý granulit je hnědočerná či šedočerná jemnozrná hornina obsahující křemen, K-živec, plagioklas, biotit, granát, chlorit, akcesoricky zirkon a rutil. Mikrostruktura je lepidogranoblastická. Charakteristika hlavních horninotvorných minerálů (křemen, K-živec a plagioklas) je stejná jako u světlého granulitu. Biotit tvoří hnědočervené lišty, které jsou orientované ve směru páskování granulitu (obr. 10), je silně pleochroický, místy dochází k jeho přeměně na chlorit. Granát tvoří narůžovělá rozpraskaná izometrická zrna, která jsou obtékána drobným biotitem. Akcesoricky se vyskytuje zirkon v podobě oválných zrn (do velikosti 20 μ m). Rutil tvořil oválná hnědožlutá zrna o velikosti do 25 μ m.

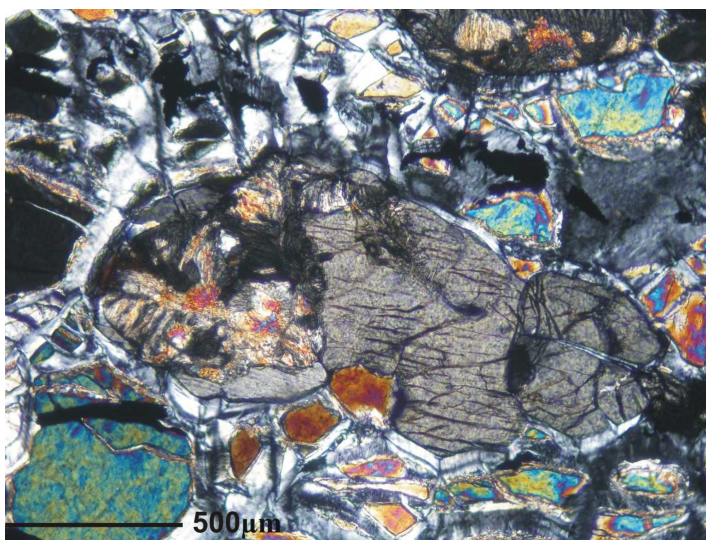
5.2.2. Bazické a opálové uzavřeniny

Na lokalitě se vyskytuje několik typů bazických uzavřenin, jedná se především o peridotity a pyroxenity, mezi nimi ovšem existuje i řada přechodných typů (pyroxenické peridotity, hornblenditické peridotity), další komplikací jejich určení je i různý stupeň jejich přeměny-serpentinizace. Velikost uzavřenin je variabilní od desítek mm (obr. 12) až do několika metrů (obr. 11). Peridotity tvoří černozeleň až černou kompaktní horninu s všesměrně zrnitou texturou. Minerální složení tvoří olivín, pyroxen, amfibol, granát, chlorit, akcesoricky magnetit a chromit. Důsledkem serpentinizace je částečné nahrazení olivínu minerály serpentínové skupiny - antigoritem a chrysotilem. Mikrostruktura je smyčkovitá. Olivín tvoří zrna oválného či nepravidelného tvaru, je obklopen a zatlačován minerály serpentínové skupiny, které mají charakter drobných lístečků a jehliček.



Obr. 11 a 12 Bazické uzavřeniny v granulitu lomu Bory.

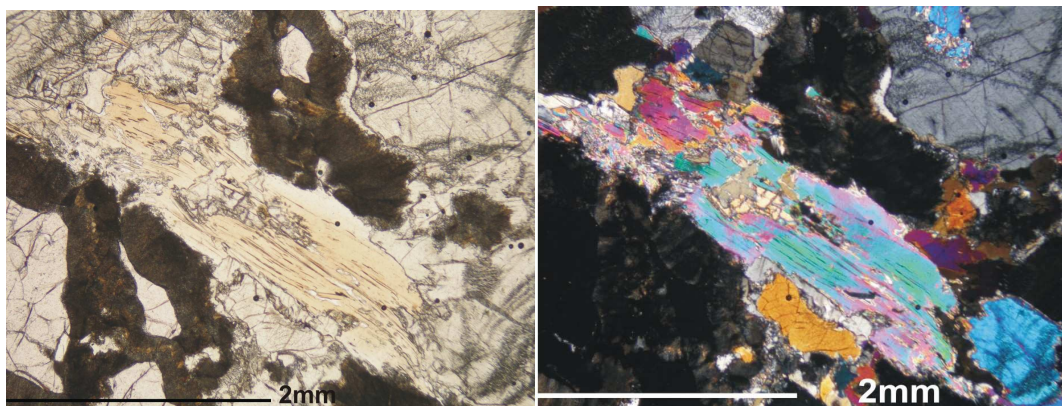
Pyroxen představují xenomorfně až hypautomorfně omezená bezbarvá zrna se zjevnou štěpností 90°, místy dochází k jeho přeměně (obr. 13). Amfibol tvoří xenomorfní zrna hnědé až hnědozeleného zbarvení. Granát se vyskytuje jen v podobě drobných zrn, většinou je zčásti přeměněn na neidentifikovatelnou směs minerálů (symplektit), které ho obklopují. Místy se objevuje nazelenalý až bezbarvý chlorit, který vytváří malé šupinky. Akcesoricky se vyskytuje magnetit v podobě kosočtverečných převážně automorfně omezených zrn, která jsou opakní. Chromit je také akcesorií, tvoří izotropní červenohnědá automorfně omezená zrna o velikostech 100-150 μm .



Obr. 13 Serpentinizovaný peridotit s pyroxenem. Výbrus, XPL.

Pyroxenity jsou zelenou až černozelelou horninou se složením pyroxen, granát, méně pak olivín, akcesoricky rutil, chromit a flogopit. Klinopyroxeny reprezentují

hypautomorfně omezená bezbarvá zrna s dobře patrnou štěpností, jsou převládající složkou. Granáty tvoří menší rozpraskaná zrna, která jsou zatlačována pyroxeny, díky tomu je možné při jejich styku pozorovat symplektitické lemy (obr. 14). Flogopit představují světle oranžové lišty do velikosti 0,8mm se zjevnou štěpností (obr. 14). Akcesoricky se vyskytuje rutil v podobě žlutohnědých drobných sloupců a izometrických zrn do velikosti 100 μ m s automorfním omezením a červenohnědá zrnka chromitu.



Obr. 14 Lišta flogopitu v pyroxenitu, v okolí s granáty obklopenými symplektitickými lemy vlevo PPL a vpravo XPL.

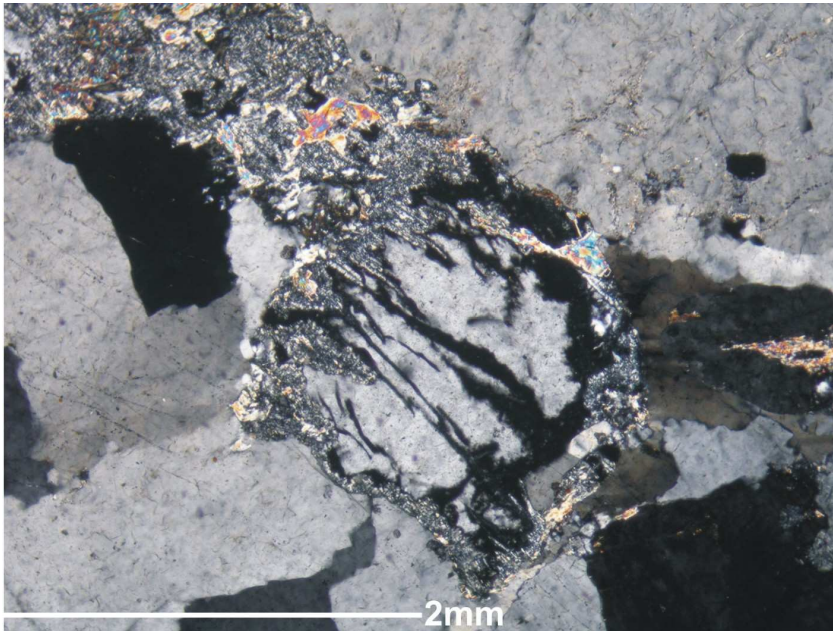
Většina uzavřenin podléhala různému stupni serpentinizace a následně i opalizaci, speciálním případem byla zcela opalizovaná uzavřenina. V mineralogickém složení této uzavřeniny převažuje jemnozrná matrix tvořená opálem a minerály serpentínové skupiny, dále obsahuje drobné lupínky muskovitu, izometrická zrnka karbonátu a vláknitý mastek, který tvořil v opálové matrix tenké žilky.

5.2.3. Pegmatitové žíly

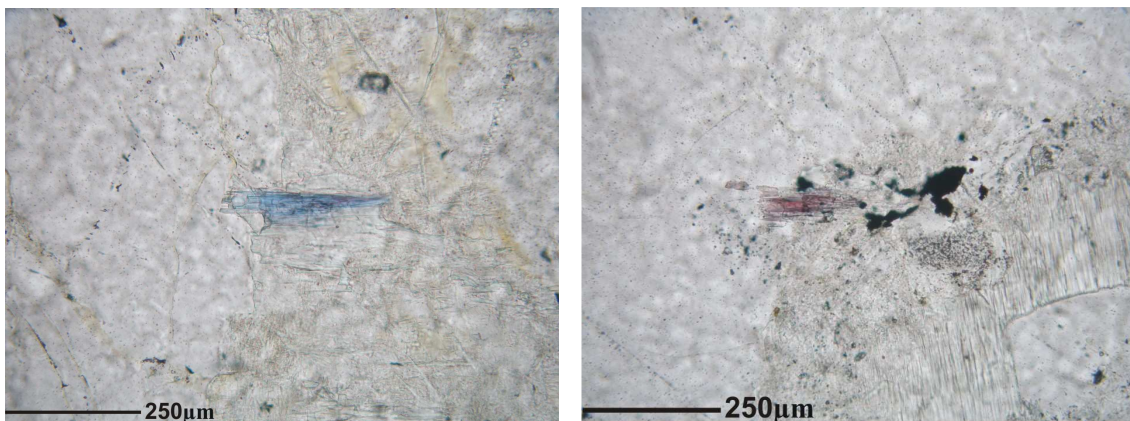
V Borech lze makroskopicky rozlišit dva typy pegmatitů – cordieritické a trumalinické pegmatity.

Cordieritické pegmatity tvoří nepravidelná tělesa s pozvolnými přechody do okolních hornin, zonální stavba těles není patrná. Minerální složení obsahuje křemen, K-živec, plagioklas, cordierit, biotit, chlorit, muskovit a akcesoricky dumortierit?. Křemen tvoří xenomorfně omezená zrna s hojným množstvím sekundárních fluidních inkluzí. Plagioklas byl xenomorfně omezený, obsahoval typické polysyntetické lamely. Cordierit se vyskytuje v podobě xenomorfních zrn o velikosti až několik cm, zrna jsou často zatlačována chloritem a sericitem, podléhají tzv. pinitizaci (obr. 15). Biotit je

hnědočervený, lištovitý, hypautomorfně omezený. Chlorit vznikl pravděpodobně přeměnou biotitu, vyskytoval se v podobě drobných jehliček. Charakter směsi drobných jehliček měl i muskovit. Akcesorií je zde pravděpodobně dumortierit (nebyl analyzován), který tvoří drobné silně pleochroické (modré - růžové) lišty do velikosti 250 μ m (obr. 16)



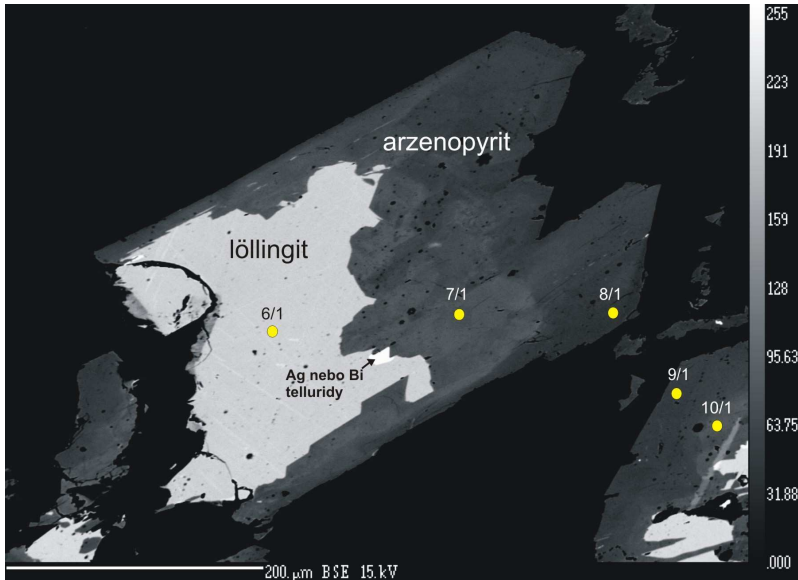
Obr. 15 Částečně pinitizovaný cordierit v pegmatitu. Výbrus, XPL.



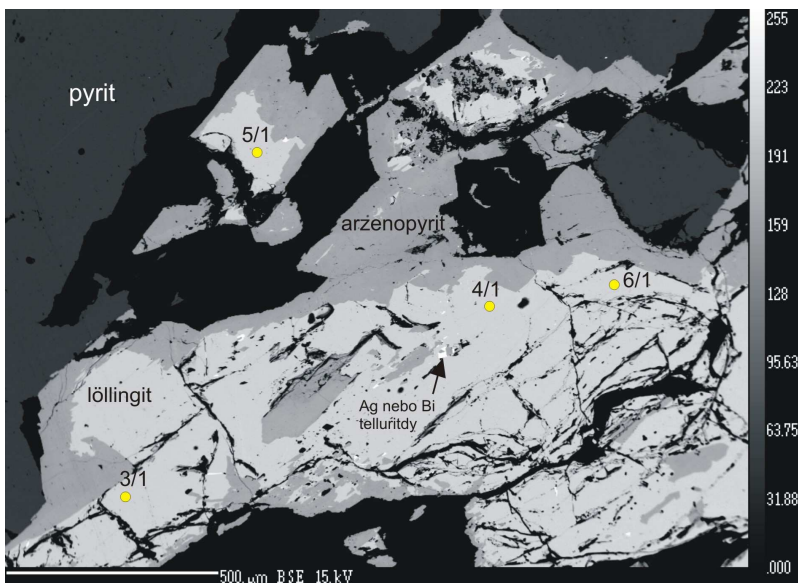
Obr. 16 Zrna dumortieritu? v cordieritickém pegmatitu. Výbrus, PPL.

Některé vzorky cordieritického pegmatitu obsahovaly i sulfidickou a arzenidovou mineralizaci, nejčastěji se jednalo o pyrit, WDX analýzou (tab. 1) byly však určeny i další minerály, jako arzenopyrit, löllingit a inkluze telluridů Ag a Bi (obr. 17 a 18). Pyrit tvořil nepravidelná nezonální zrna, byl nejhojnějším rudním minerálem. Arzenopyrit tvořil hypautomorfně až xenomorfně omezená, v BSE obraze místy zonální zrna, zatlačující löllingit. Arzenopyrit byl poměrně čistý (tab. 1; 7/1, 8/1, 9/1,

10/1), obsahoval pouze menší příměs Co (0,05-0,12 apfu). Löllingit tvořil xenomorfně omezená nezonální zrna zatlačovaná a obrůstaná arzenopyritem. (obr. 17, 18). Chemismus löllingitu (tab. 1; 3/1, 4/1, 5/1, 6/1) odpovídal téměř čistému diarzenidu železa, příměs tvořil Ni (0,17 apfu) a méně Co (0,09-0,11 apfu).



Obr. 17 Löllingit a arsenopyrit v pegmatitu (BSE). Čísła odpovídají číslům analýz v tab. 1.



Obr. 18 Arzenidy, sulfidy a inkluze telluridů v cordieritickém pegmatitu (BSE). Čísła odpovídají číslům analýz v tab. 1.

Dále byl určen Ag-tellurid a Bi-tellurid (tab. 2), které se vyskytovaly jako drobné bílé (v obraze BSE) inkluze v löllingitu. Chemické složení Ag-telluridu odpovídá ideálnímu vzorci Ag_7Te_5 (tab. 2, 1/1), což je dle Thompsona et al. (1951) méně častější

modifikace minerálu empressitu (častěji se vyskytuje ve formě Ag_5Te_3) . Chemické složení Bi-telluridu odpovídá nepojmenované fázi Bi_5Te_3 (tab. 3).

	3 / 1	4 / 1	5 / 1	6 / 1	7 / 1	8 / 1	9 / 1	10 / 1
Mn	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe	20,00	20,40	19,77	19,72	28,74	32,07	31,68	26,95
Co	3,02	2,60	3,26	3,49	3,49	1,70	2,26	4,25
Ni	4,95	4,98	4,96	4,93	1,34	0,36	0,19	2,13
Zn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ag	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Hg	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,07
S	0,78	0,77	0,81	0,92	16,38	18,81	19,09	16,12
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
As	70,79	70,91	70,63	70,13	49,40	46,21	45,81	49,98
Sb	0,07	0,00	0,05	0,06	0,11	0,02	0,09	0,22
Celkem	99,66	99,72	99,47	99,24	99,38	99,23	99,04	99,59
Fe	0,73	0,75	0,73	0,72	0,87	0,95	0,94	0,82
Co	0,10	0,09	0,11	0,12	0,10	0,05	0,06	0,12
Ni	0,17	0,17	0,17	0,17	0,04	0,01	0,01	0,06
Catsum	1,01	1,01	1,01	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01
S	0,05	0,05	0,05	0,06	0,87	0,97	0,98	0,86
As	1,94	1,94	1,93	1,92	1,12	1,02	1,01	1,13
Ansum	1,99	1,99	1,99	1,98	1,99	1,99	1,99	1,99
Apfu	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99

Tabulka 1 Chemismus arzenopyritu a löllingitu z pegmatitu. Analýzy WDX jsou v hmot. %, koeficienty empirického vzorce byly přepočítány na celkovou sumu iontů rovnou 3.

	1 / 1	2 / 1		1 / 1	2 / 1
Mn	0,01	0,00	Mn	0,002	0,001
Fe	2,02	0,82	Fe	0,481	0,190
Co	0,45	0,17	Co	0,100	0,038
Ni	0,89	0,21	Ni	0,201	0,046
Cu	0,00	0,01	Cu	0,000	0,001
Zn	0,00	0,01	Zn	0,000	0,003
Ag	50,49	0,00	Ag	6,218	0,000
Cd	0,00	0,18	Cd	0,000	0,021
Bi	0,00	74,10	Bi	0,000	4,604
S	0,55	1,83	Catsum	6,999	4,903
Cl	0,04	0,00	S	0,228	0,742
As	0,66	0,00	Cl	0,016	0,000
Se	0,00	0,69	As	0,116	0,000
Sb	0,01	0,00	Se	0,000	0,113
Te	44,53	22,04	Te	4,636	2,243
Celkem	55,10	77,33	Ansum	4,997	3,097
			Apfu	11,996	8,000

Tabulka 2 WDX analýza Ag-telluridu (koeficienty empirického vzorce přepočteny na 12 iontů) a Bi-telluridu (koef. emp. vzorce přepočteny na 8 iontů).

Turmalinické pegmatity mají s okolní horninou ostré kontakty (obr. 19), často bývají zonální – výrazná byla hlavně bloková zóna tvořená živci, další zónu tvoří převážně turmalín, živce, méně muskovit a křemen.

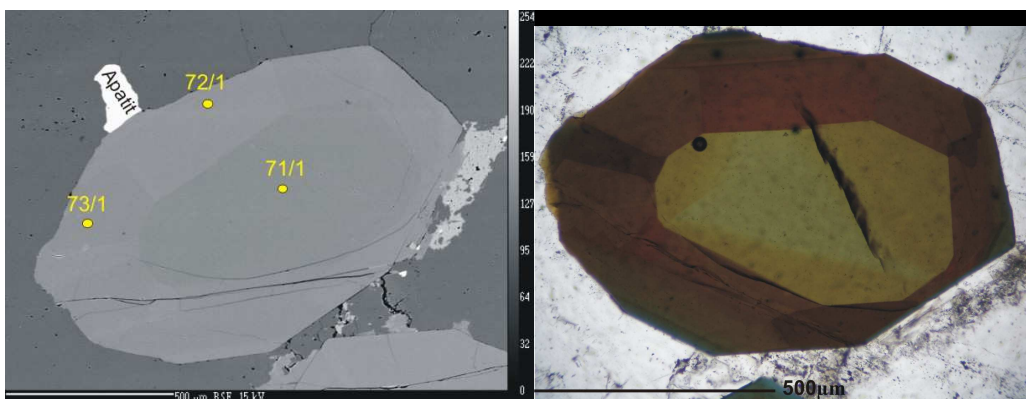
Mineralogicky obsahují křemen, K-živce, plagioklas, turmalín-skoryl, muskovit, akcesoricky apatit. Křemen byl hypautomorfně až xenomorfně omezený, undulózně zhášející, K-živce byl nejčastěji pertitický (obr. 20) nebo sericitizovaný, místy zdvojitý. Plagioklas se vyskytoval jen v podobě drobných xenomorfně omezených zrn s polysyntetickými lamelami. Muskovit tvořil šupinky a lišty se štěpnými trhlinami. Akcesoricky se vyskytoval ve formě nepravidelných zrn apatit, velikost těchto zrn byla do 100 μ m.



Obr. 19 Turmalinický pegmatit pronikající světlý granulit

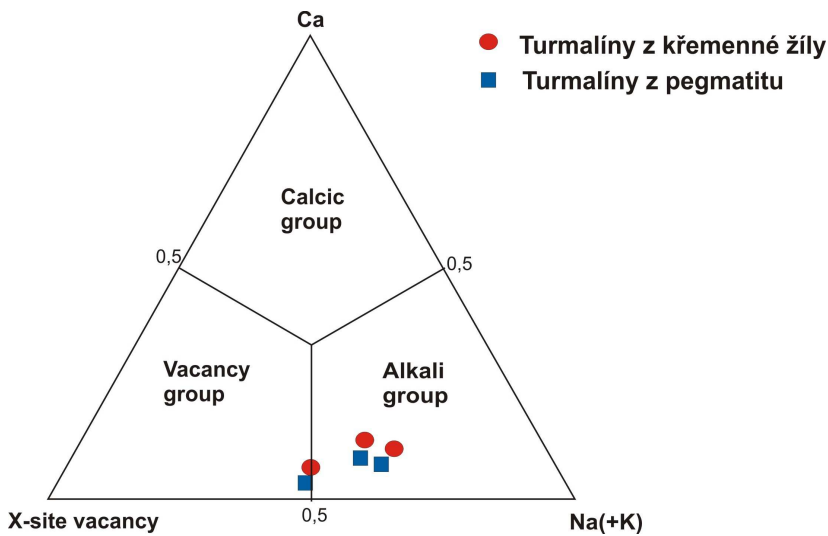
Obr. 20 Zonální turmalín s pertitickým K-živcem. Výbrus XPL.

Makroskopicky dosahovaly sloupce skorylu velikosti až 10cm. Ve výbruse tvořil hnědé, hnědooranžové hypautomorfně, místy automorfně omezené průřezy. V mikroskopu byl jasně barevně zonální, místy se vyskytovala i sektorová zonálnost, naopak v BSE už byla zonálnost méně patrná, téměř minimální (obr. 21).

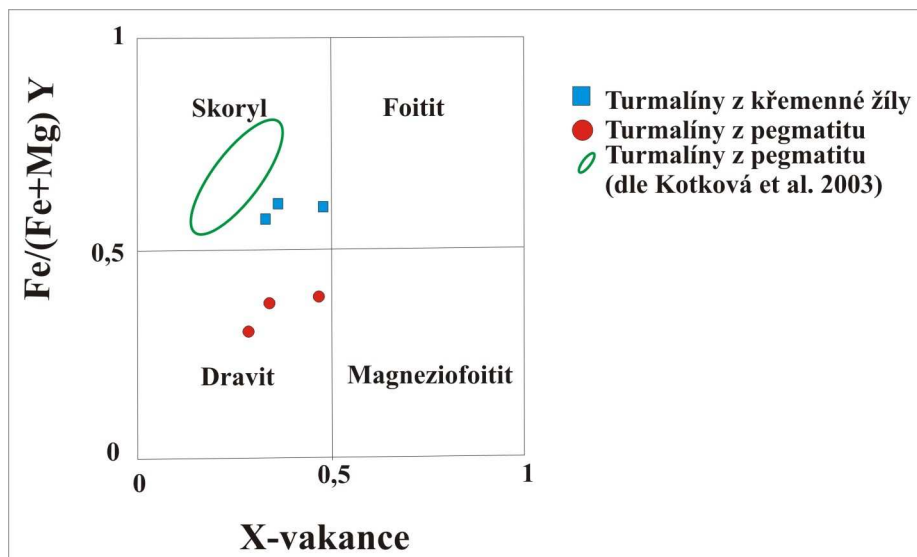


Obr. 21 Turmalín ve výbrusu pegmatitu, vlevo v BSE a vpravo v PPL. Čísla indikují čísla analýz z tab.3.

Turmalín byl analyzován pomocí WDX mikroanalýzy (tab. 3, analýzy 71/1, 72/1, 73/1) a na základě klasifikačních diagramů Hawthorna a Henryho (1999) a Uhera et al. (2006) byl potvrzen skoryl (obr. 23), který spadá do skupiny alkalických turmalínů, pouze jediná analýza vykazovala vyšší hodnoty vakance v X-pozici a spadá na pomezí alkalických a vakantních turmalínů (obr. 22).



Obr. 22 Klasifikační diagram turmalínu dle Hawthorna a Henryho (1999)



Obr. 23 Klasifikační diagram turmalínů dle Uhera et al. (2006)

	Křemenná žíla			Pegmatitová žíla		
	68 / 1	69 / 1	70 / 1	71 / 1	72 / 1	73 / 1
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01
SiO ₂	37,68	36,46	37,20	36,69	35,55	35,81
TiO ₂	0,03	0,92	0,43	0,33	0,95	0,85
Al ₂ O ₃	34,52	34,58	35,17	34,85	34,12	34,18
V ₂ O ₃	0,01	0,11	0,05	0,00	0,00	0,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0,07	0,04	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	5,09	5,80	5,79	8,23	8,73	8,41
MgO	6,86	5,75	5,26	3,45	3,55	3,80
CaO	0,66	0,73	0,39	0,22	0,53	0,45
MnO	0,02	0,02	0,03	0,07	0,05	0,06
FeO	0,75	0,92	0,91	1,84	1,93	1,78
CuO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00
ZnO	0,01	0,03	0,00	0,05	0,03	0,06
Na ₂ O	1,89	1,68	1,44	1,45	1,67	1,81
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04
F	0,09	0,05	0,04	0,00	0,04	0,06
Cl	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Total	87,63	87,14	86,82	87,26	87,23	87,35
P ⁵⁺	0,000	0,000	0,006	0,000	0,002	0,002
Si ⁴⁺	6,071	5,958	6,062	6,047	5,921	5,945
Ti ⁴⁺	0,004	0,114	0,052	0,041	0,119	0,106
Al ³⁺	6,555	6,659	6,755	6,770	6,700	6,689
V ³⁺	0,002	0,015	0,007	0,000	0,000	0,003
Cr ³⁺	0,001	0,008	0,005	0,000	0,002	0,000
Fe ³⁺	0,617	0,713	0,709	1,020	1,094	1,051
Mg ²⁺	1,647	1,400	1,277	0,848	0,881	0,940
Ca ²⁺	0,114	0,128	0,069	0,039	0,094	0,080
Mn ²⁺	0,003	0,003	0,003	0,010	0,007	0,009
Fe ²⁺	0,101	0,125	0,124	0,254	0,268	0,248
Zn ²⁺	0,001	0,004	0,000	0,006	0,004	0,007
Na ⁺	0,591	0,531	0,454	0,462	0,539	0,583
K ⁺	0,005	0,004	0,005	0,005	0,007	0,007
vak sum	0,290	0,338	0,472	0,494	0,359	0,329
Catsum	16,000	15,998	16,000	15,996	15,998	16,000
F	0,045	0,024	0,023	0,000	0,021	0,029
Cl	0,002	0,006	0,011	0,013	0,008	0,004
O	24,453	24,471	24,466	24,487	24,471	24,467
Ansum	24,500	24,500	24,500	24,500	24,500	24,500

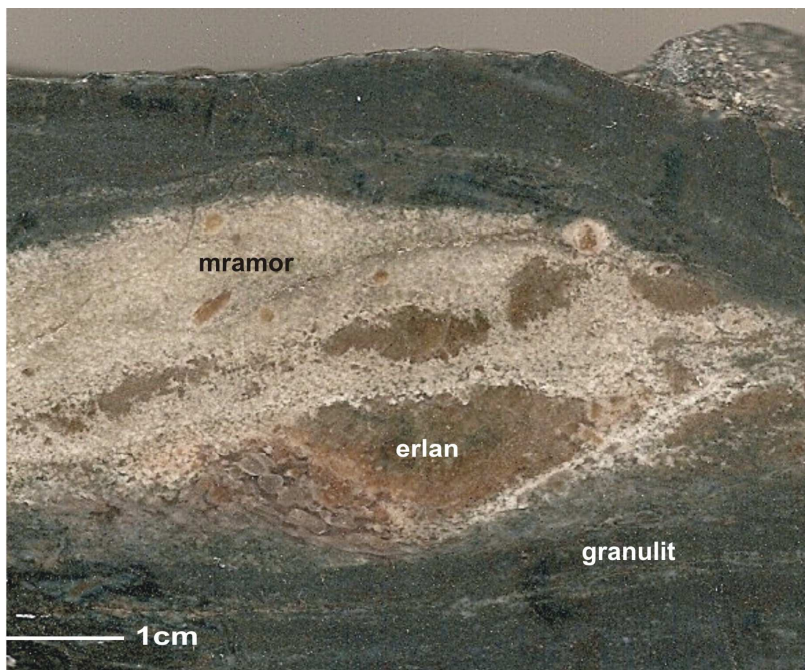
Tabulka 3 Chemismus turmalínu z křemenné žíly a z pegmatitu ((analýzy WDX v hmot. %, empirické vzorce přepočteny na 24,5 atomů O+F+Cl; Fe bylo rozpočítáno za předpokladu, že suma kationtů mimo Ca, Na a K je rovna 15)

5.2.4. Uzavřeniny erlanu a mramoru

Erlan byl v Borech nalezen v podobě menších uzavřenin v granulitu (obr. 24), ojediněle byly pozorovány pozvolné přechody erlanu a mramoru (obr. 25). Erlan je šedá, šedozeleňá či narůžovělá masivní či výrazně páskovaná hornina a granoblastickou strukturou. Zrnitost ani minerální složení horniny nejsou jednotné, vyskytovaly se polohy s velmi rozdílným minerálním složením, jejichž průběh koreluje se směrem foliace.



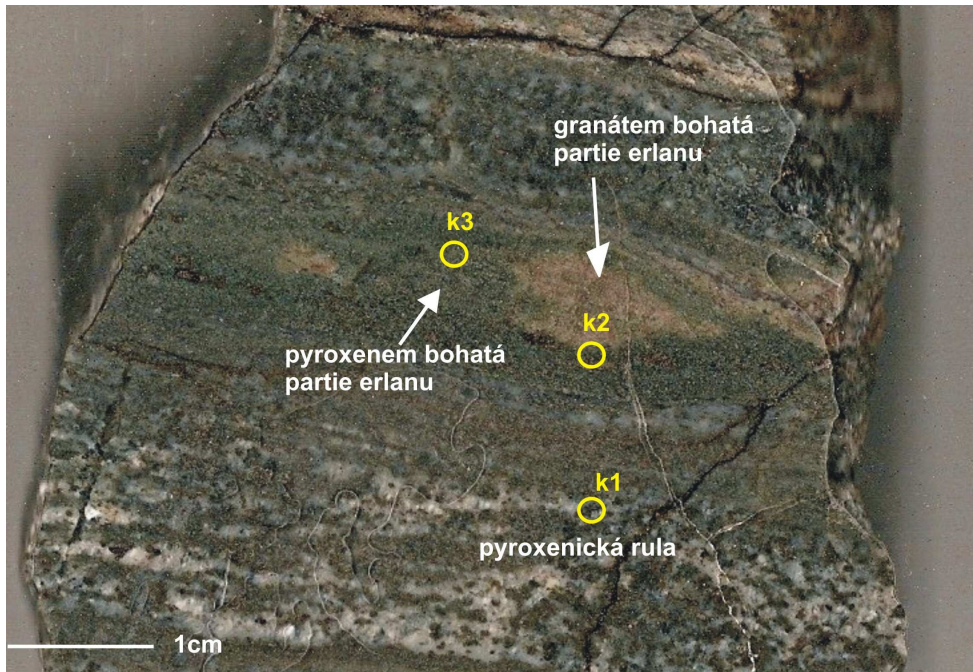
Obr. 24 Uzavřenina erlanu v granulitu



Obr. 25 Přechod erlanu a mramoru uzavřený v granulitu

Obr. 26 dokumentuje příklad zonální stavby erlanové čočky, kdy je růžové jádro (tvořené hlavně granátem) obklopeno tmavě zeleně zbarvenou horninou bohatou na pyroxen. Přechod k okolní hornině byl ostrý, místy se vyskytovaly „kontaktní lemy“

tvořené horninou, jíž by bylo možno označit jako pyroxenická rula (obr. 26). Minerální složení erlanu tvoří plagioklas, křemen, méně K-živec, pyroxen, granát, karbonát (kalcit, siderit), titanit, biotit, muskovit, chlorit, wollastonit, vesuvián? (nebyl analyzován), kobaltin, minnesotait, akcesoricky zirkon.

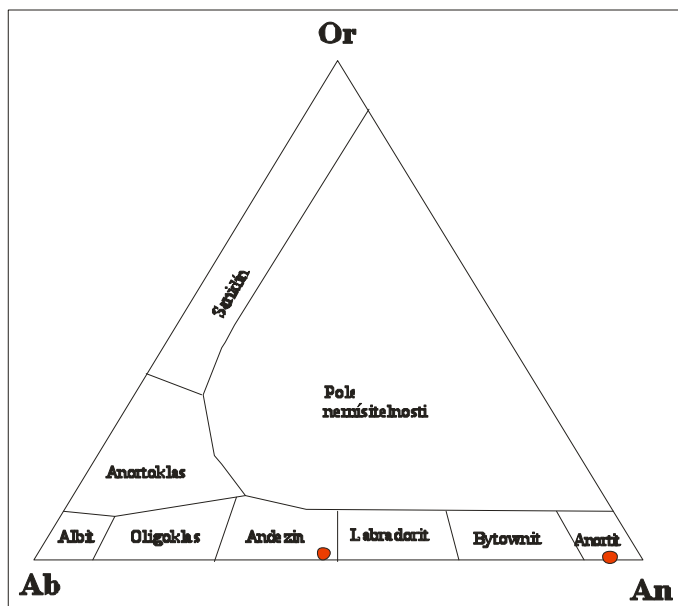


Obr. 26 Kontakt erlanu s pyroxenickou rulou; k1,k2 a k3 označují místa WDX analýz (analýzy v místě k3: 56/1, 57/1, 58/1, 59/1, 60/1; analýzy k2: 61/1, 62/1, 63/1, 64/1, 65/1, 66/1; analýzy k3: 67/1, 68/1, 69/1, 70/1).

Xenomorfně, místy hypautomorfně omezený plagioklas z erlanu byl analyzován na mikrosondě (tab. 4) a určen dle klasifikačního diagramu (obr. 27) jako anortit (obr. 29), který téměř odpovídal ideálnímu vzorci, obsahoval jen malou příměs albitové složky (5 mol. %). Undulózní křemen tvoří xenomorfně omezená zrna, často obsahoval fluidní inkluze (primárně-sekundární a sekundární). Některá zrna křemene byla prorůstána jiným (blíže neurčeným) minerálem a vytvářely spolu symplektity (obr. 28). K-živec se vyskytoval jen v menším množství, jeho přítomnost byla také potvrzena katodovou luminiscencí.

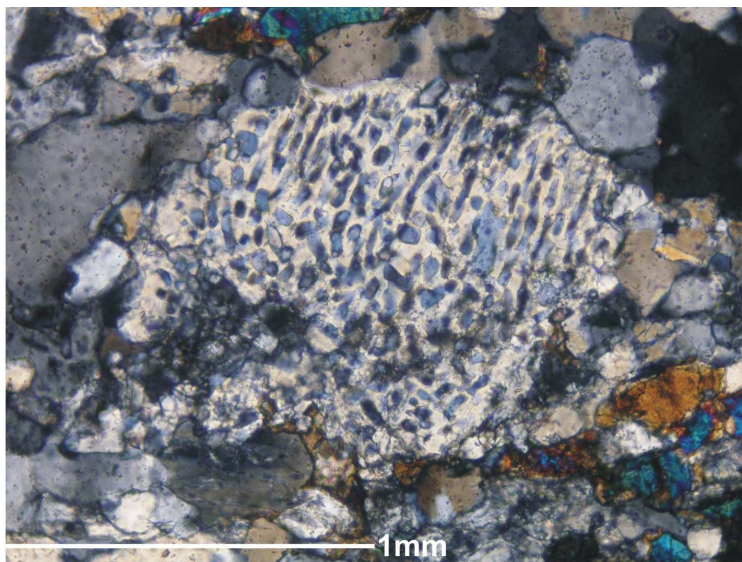
Dále erlan obsahoval izometrická bezbarvá zrna nebo hypautomorfně omezené tabulky pyroxenu (obr. 30), některé pyroxeny byly podrobeny WDX analýze (tab. 5; obr. 29) a na základě klasifikačního diagramu (obr. 31) označena jako diopsid (56/1, 64/1, 68/1, 70/1; tab. 5) a hedenbergit (57/1, 60/1; tab. 5), většinou s vyšším obsahem Ca, než odpovídá ideálnímu vzorci.

	58 / 1	69 / 1
SiO ₂	44,40	55,68
Al ₂ O ₃	35,20	26,65
CaO	19,74	9,82
FeO	0,10	0,07
SrO	0,11	0,23
PbO	0,01	0,04
Na ₂ O	0,57	6,13
K ₂ O	0,04	0,18
Cl	0,01	0,01
Total	100,17	98,81
Si ⁴⁺	2,05	2,54
Al ³⁺	1,92	1,43
Ca ²⁺	0,98	0,48
Sr ²⁺	0,00	0,01
Na ⁺	0,05	0,54
K ⁺	0,00	0,01
Catsum	5,01	5,01
O	8,00	8,00
Ansum	8,00	8,00

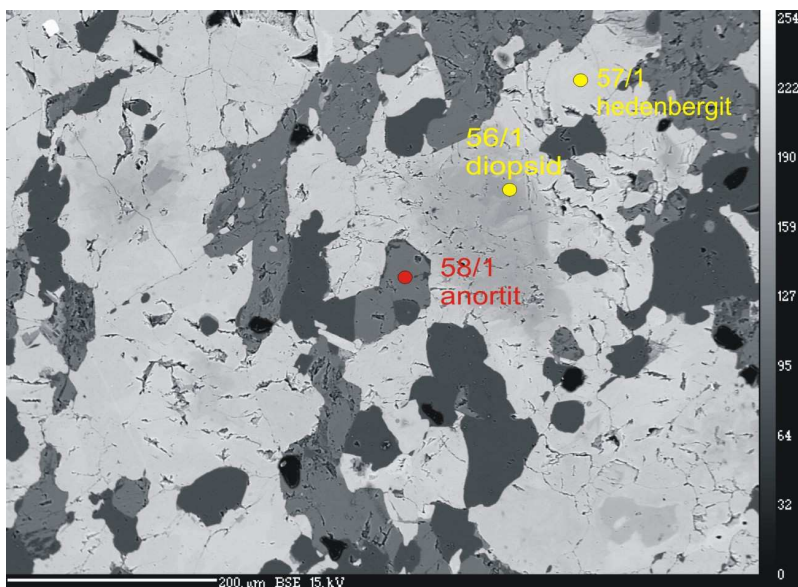


Obr. 27 Klasifikační diagram plagioklasů

Tabulka 4 Chemismus plagioklasů (WDX); empirický vzorec byl přepočítán na 8 atomů kyslíku. Analýza 58/1 byla provedena v místě k3, 69/1 byla provedena v místě k1 dle obr. 26.

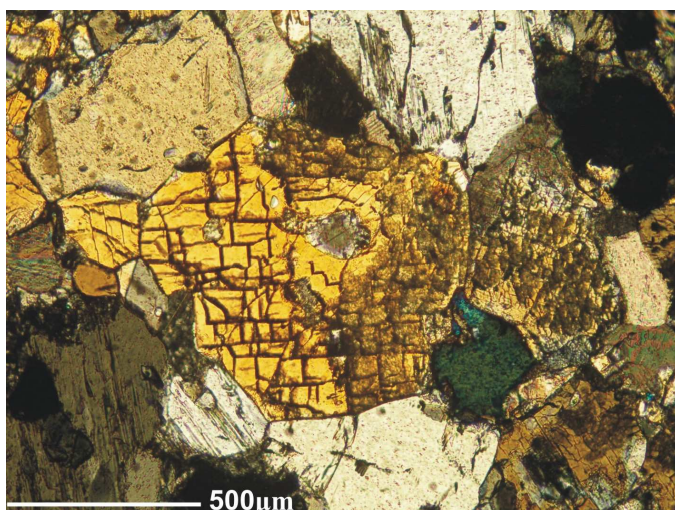


Obr. 28 Symplektit v erlanu. Výbrus, XPL.



Obr. 29 Pyroxeny a anortit z pyroxenem bohaté partie erlanu; místo analýzy k3 dle obr. 26. Obraz BSE. Čísla odpovídají číslům analýz v tab. 4 a 5.

Některé pyroxeny byly částečně chloritizovány, nebo zcela přeměněny na minnesotait (Fe bohatý ekvivalent masku; obr. 32), který byl určen WDX analýzou (tab. 5; 59/1). Minnesotait vytvářel drobné hnědé lupínky na kontaktu s pyroxenickou rulou, které zatlačovaly hedenbergit. Chemismus minnesotaitu zcela neodpovídá ideálnímu vzorci, Mg je znatelně více (1,62 apfu) než Fe^{2+} (1,15 apfu), v ideálním vzorci je poměr mezi Mg a Fe^{2+} opačný (<http://webmineral.com/data/Minnesotaite.shtml>), navíc obsahuje značnou příměs Ca (0,11 apfu).

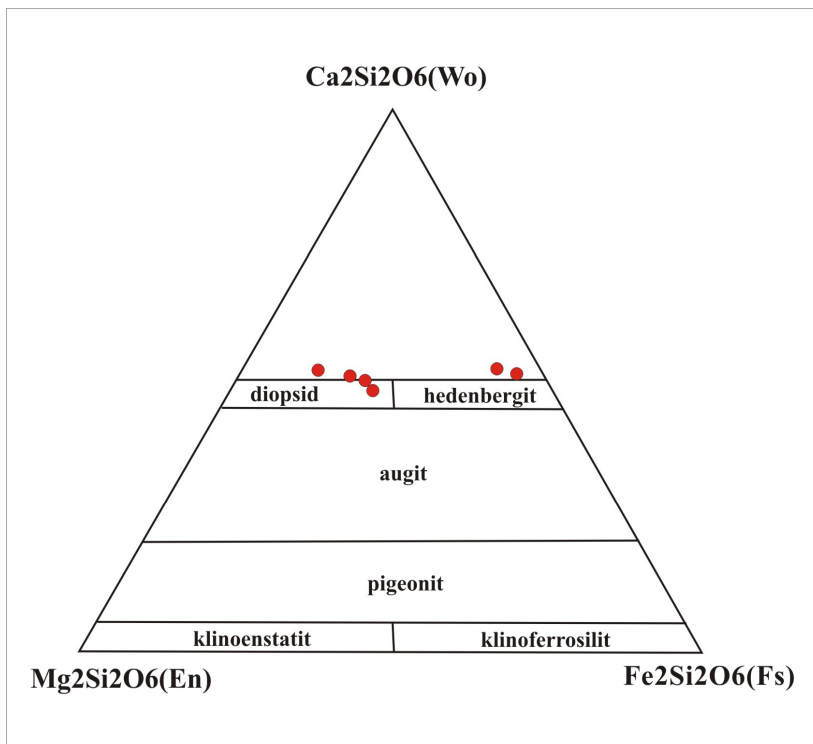


Obr. 30 Izometrické zrno pyroxenu v erlanu. Výbrus, XPL.

	56 / 1	64 / 1	68 / 1	70 / 1	57 / 1	60 / 1	59/1
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
SiO ₂	51,93	52,50	50,65	50,67	48,32	48,22	52,77
TiO ₂	0,03	0,02	0,12	0,08	0,03	0,03	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,60	0,63	0,85	0,76	0,30	0,16	0,72
Fe ₂ O ₃	0,35	1,04	0,97	1,43	1,16	0,64	0,27
MgO	10,57	12,59	9,05	9,17	1,56	0,78	14,44
CaO	24,96	25,23	22,96	23,67	23,35	22,89	1,35
MnO	0,25	0,20	0,23	0,19	0,70	0,91	0,05
FeO	11,08	7,32	14,40	13,36	24,16	26,12	18,16
NiO	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,09	0,11	0,02	0,03	0,05	0,08	0,05
BaO	0,07	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,14	0,18	0,18	0,18	0,09	0,06	0,11
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,38
Cl	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
F	0,09	0,05	0,05	0,06	0,02	0,06	0,00
Total	100,24	99,95	99,57	99,71	99,79	99,98	88,35
P ⁵⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si ⁴⁺	1,97	1,97	1,96	1,96	1,97	1,98	3,98
Al ³⁺	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,06
Fe ³⁺	0,01	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02
Mg ²⁺	0,60	0,70	0,52	0,53	0,09	0,05	1,62
Ca ²⁺	1,02	1,01	0,95	0,98	1,02	1,01	0,11
Mn ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00
Fe ²⁺	0,35	0,23	0,47	0,43	0,83	0,90	1,15
Na ⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
K ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Catsum	3,99	3,99	3,99	3,99	4,00	4,00	7,00
F	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
O	5,99	5,99	5,99	5,99	6,00	5,99	11,00
Ansum	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	11,00

Tabulka 5 Chemismus pyroxenů a minnesotaitu zjištěný WDX analýzou; empirické vzorce pyroxenů byly přepočteny na 6 atomů kyslíku, Fe bylo rozpočítáno za předpokladu, že suma kationtů je 4; vzorec minnesotaitu byl přepočítán na 11 atomů kyslíku a Fe rozpočítáno na sumu kationtů 7. Analýzy 56/1, 57/1, 59/1 a 60/1 byly provedeny v místě k3; 64/1 provedena v místě k2, 68/1 a 70/1 byly provedeny v místě k1 dle obr. 26.

(diopsid: 56/1, 64/1, 68/1, 70/1; hedenbergit: 57/1, 60/1; minnesotait: 59/1)



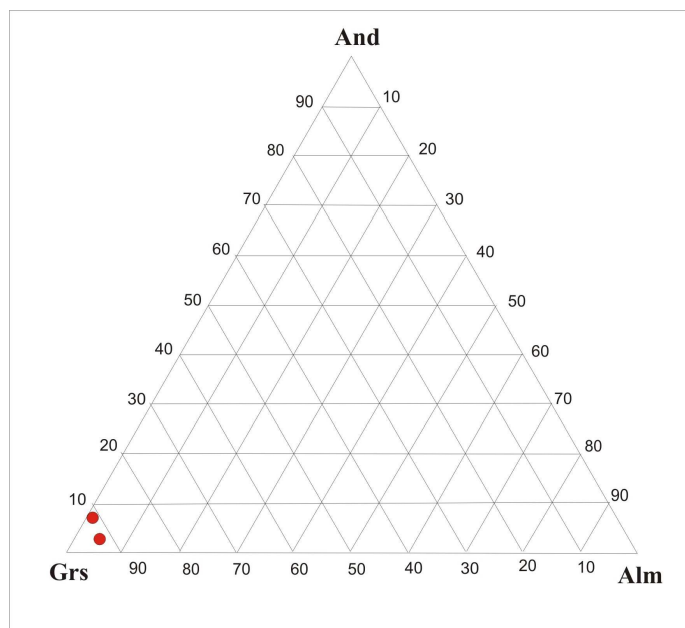
Obr. 31 Klasifikační diagram pyroxenů, převzato z Morimota et al. (1988)



Obr. 32 Přeměna hedenbergitu v minnesotait. Obraz BSE. Čísla odpovídají číslům analýz v tab. 5. Místo analýz k3 dle obr. 26.

Granáty se v erlanu vyskytovaly poměrně hojně v podobě malých nepravidelných zrn. Blíže byl chemismus granátů určen WDX analýzou (tab. 6), po zobrazení v klasifikačním diagramu byly jednoznačně určeny jako grossuláry (obr. 33), které byly téměř bez příměsí.

	63 / 1	65 / 1
P ₂ O ₅	0,04	0,05
SiO ₂	38,78	38,69
TiO ₂	0,75	0,73
Al ₂ O ₃	20,31	20,51
V ₂ O ₃	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	1,05	2,67
MgO	0,23	0,19
CaO	36,68	36,77
MnO	0,17	0,12
FeO	1,90	0,44
Na ₂ O	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,01
F	0,31	0,15
Total	100,26	100,39
P ⁵⁺	0,00	0,00
Si ⁴⁺	2,94	2,93
Ti ⁴⁺	0,04	0,04
Al ³⁺	1,82	1,83
Fe ³⁺	0,06	0,15
Mg ²⁺	0,03	0,02
Ca ²⁺	2,98	2,98
Mn ²⁺	0,01	0,00
Fe ²⁺	0,12	0,03
Catsum	8,00	7,99
F	0,08	0,04
O	11,92	11,96
Ansum	12,00	12,00



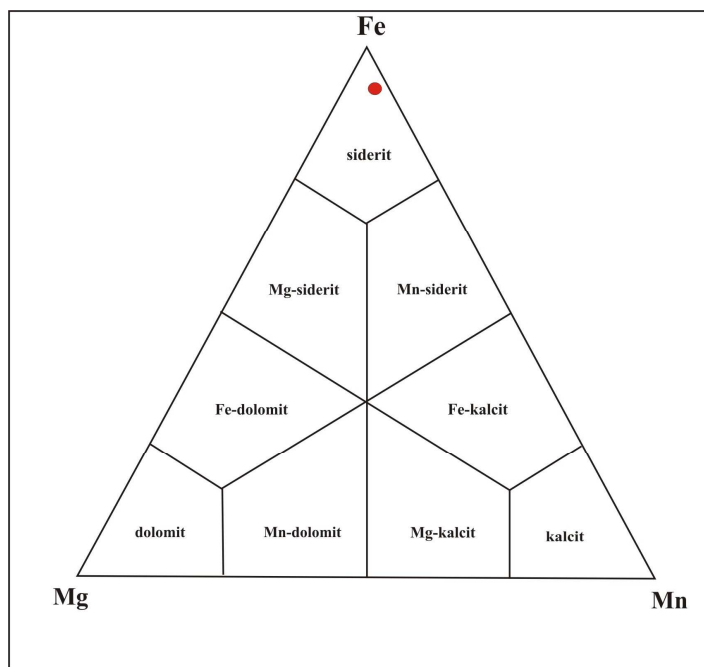
Obr. 33 Klasifikační diagram granátů v erlanu

Tabulka 6 Chemismus granátů (WDX, hm. %); koeficienty empirického vzorce byly rozpočítány na 12 atomů kyslíku; Fe bylo rozpočteno za předpokladu, že suma kationtů je rovna 8. Analýzy byly provedeny v místě k2 dle obr. 26.

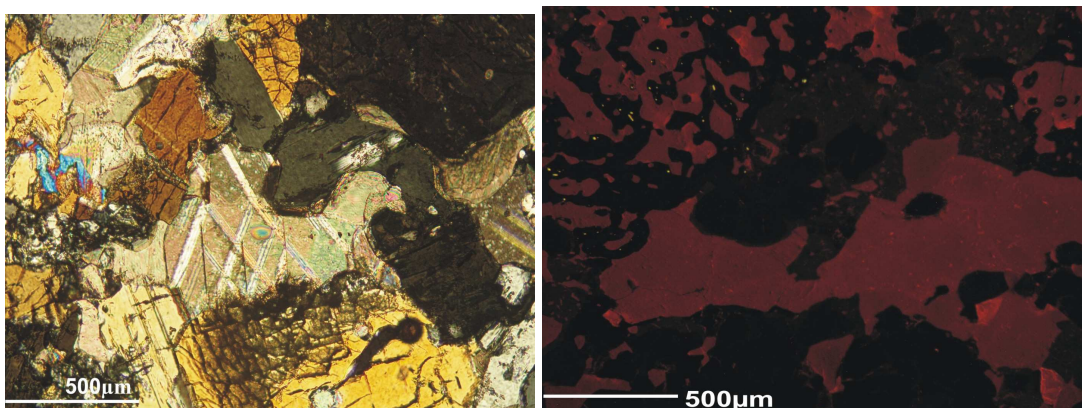
Karbonáty vytváří v erlanech xenomorfně omezená světle hnědá či bezbarvá zrna se štěpnými trhlinami. WDX analýzou (tab. 7) byl určen chemismus, který v klasifikačním diagramu Trdličky a Hoffmana (1975) odpovídá sideritu (obr. 34). Siderit obsahoval příměs Ca (0,12 apfu). Dále byl potvrzen v jiném vzorku (s mramorem) katodovou luminiscencí kalcit (obr. 35), který se vyskytoval v erlanu v menším množství a postupně ho přibývalo na přechodu do mramoru, až v čistém mramoru zcela převažoval.

62 / 1			
P ₂ O ₅	0,01	Mg ²⁺	0,02
SiO ₂	0,13	Ca ²⁺	0,12
MgO	0,66	Mn ²⁺	0,03
CaO	5,74	Fe ²⁺	0,82
MnO	2,04	Catsum	0,99
FeO	50,37	O	1,00
ZnO	0,02	Ansum	1,00
SrO	0,02		
K ₂ O	0,01		
Total	58,98		

Tabulka 7 Chemismus karbonátu v erlanu (WDX, hm. %); koeficienty empirického vzorce byl přepočítán na 1 atom kyslíku. Analýza byla provedena v místě k2 dle obr. 26.



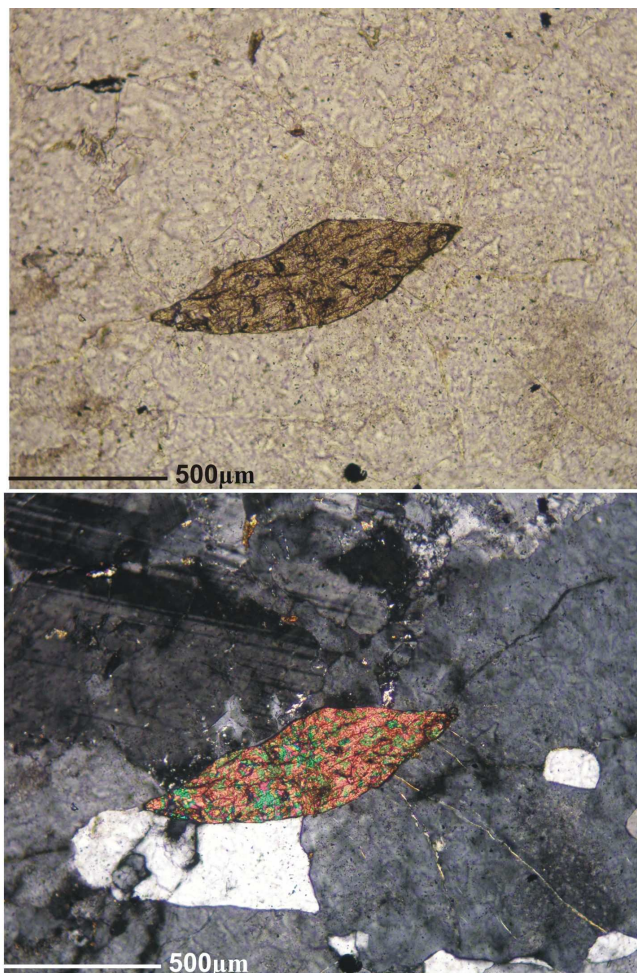
Obr. 34 Klasifikační diagram karbonátů, převzato z Trdličky a Hoffmana (1975)



Obr. 35 Xenomorfně omezený kalcit v erlanu (v okolí pyroxenu a křemen) ve výbruse v XPL (vlevo) a oranžově luminiskující kalcit v katodové luminiscenci (vpravo).

Další složkou erlanu byl titanit, který se vyskytoval v podobě hypautomorfních až automorfních hnědých průřezů (obr. 36) se štěpnými trhlinami a pleochroickými dvůrky, nebo jako oválná zrna. Chemismus titanitu byl zjišťován WDX analýzou (tab. 8), jednalo se o poměrně čistý titanit s malou příměsí Al (0,1 apfu) a F (0,09 apfu).

	66 / 1	67 / 1
WO ₃	0,15	0,00
Nb ₂ O ₅	0,05	0,11
SiO ₂	30,38	29,99
TiO ₂	36,15	35,17
ZrO ₂	0,03	0,06
SnO ₂	0,04	0,17
Al ₂ O ₃	2,55	2,45
V ₂ O ₃	0,10	0,21
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03
MgO	0,02	0,02
CaO	29,23	28,41
MnO	0,00	0,04
FeO	0,31	0,62
BaO	0,11	0,42
Na ₂ O	0,02	0,02
F	0,85	0,76
Total	100,00	98,48
Si ²⁺	0,98	0,99
Ti ⁴⁺	0,88	0,87
Al ³⁺	0,10	0,10
V ³⁺	0,00	0,01
Ca ²⁺	1,01	1,00
Fe ²⁺	0,01	0,02
Ba ²⁺	0,00	0,01
Catsum	2,99	2,99
F	0,09	0,08
O	4,91	4,92
Ansum	5,00	5,00

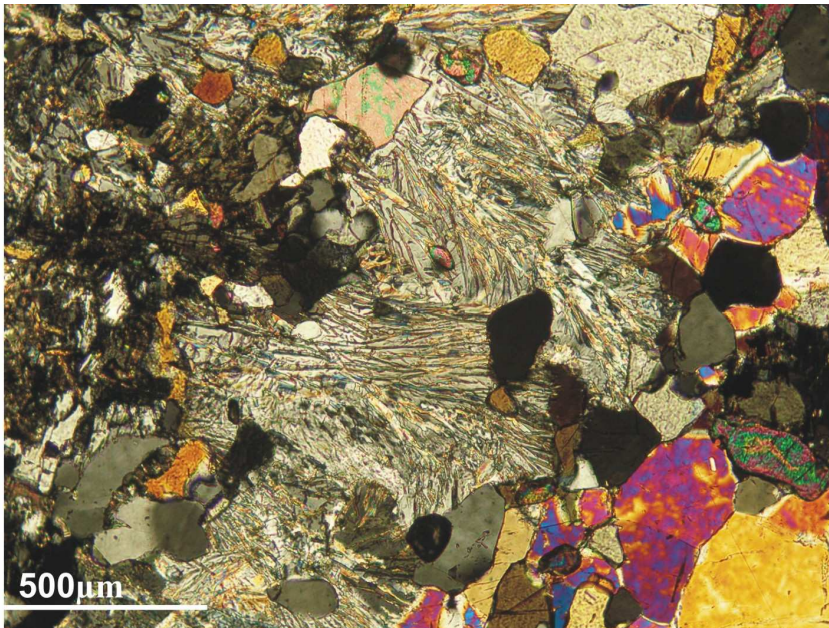


Obr. 36 Automorfní zrna titanitu. Výbrus, PPL a XPL.

Tabulka 8 Chemismus titanitu (WDX); koeficient empirického vzorce byl přepočítán na 5 atomů kyslíku. Analýza 66/1 byla provedena v místě k2 (erlan) a 67/1 v místě k1 (pyroxenická rula) dle obr. 26.

Akcesoricky se vyskytoval wollastonit v mramoru v podobě drobných jehliček, které tvořily sférolity (obr. 37) a vesuvián (nebyl analyzován) na přechodu erlanu a mramoru. Vesuvián? tvořil zrna o velikosti 0,5mm s levandulově modrou interferenční barvou, které bylo částečně zatlačováno granátem. Další akcesorií byl nález sulfidu v erlanu, jehož chemismus byl ověřen WDX analýzou (tab. 9) a při srovnání s diagramem

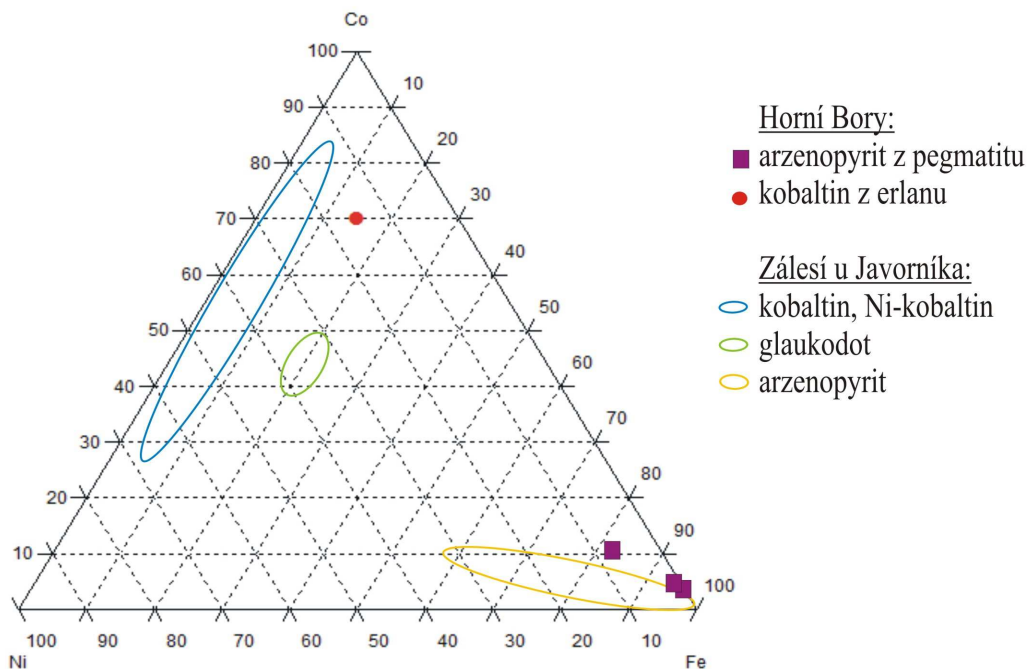
Fojta et al. (2005) odpovídá kobaltinu (obr. 38).



Obr. 37 Jehličkovitý wollastonit s pyroxeny v mramoru. Výbrus, XPL.

	61 / 1
Fe	4,89
Co	24,84
Ni	5,35
Ag	0,02
S	18,29
As	45,06
Se	0,17
Total	98,62
Fe	0,15
Co	0,71
Ni	0,15
Catsum	1,01
S	0,96
As	1,02
Ansum	1,98

Tabulka 10 Chemismus kobaltinu (WDX, hm. %); empirický vzorec byl přepočítán za předpokladu, že suma všech iontů je 3. Místo analýzy k2 (erlan) dle obr. 26.



Obr. 38 Diagram chemismu kobaltinu a arzenopyritu z Borů upravený dle Fojta et al. (2005)

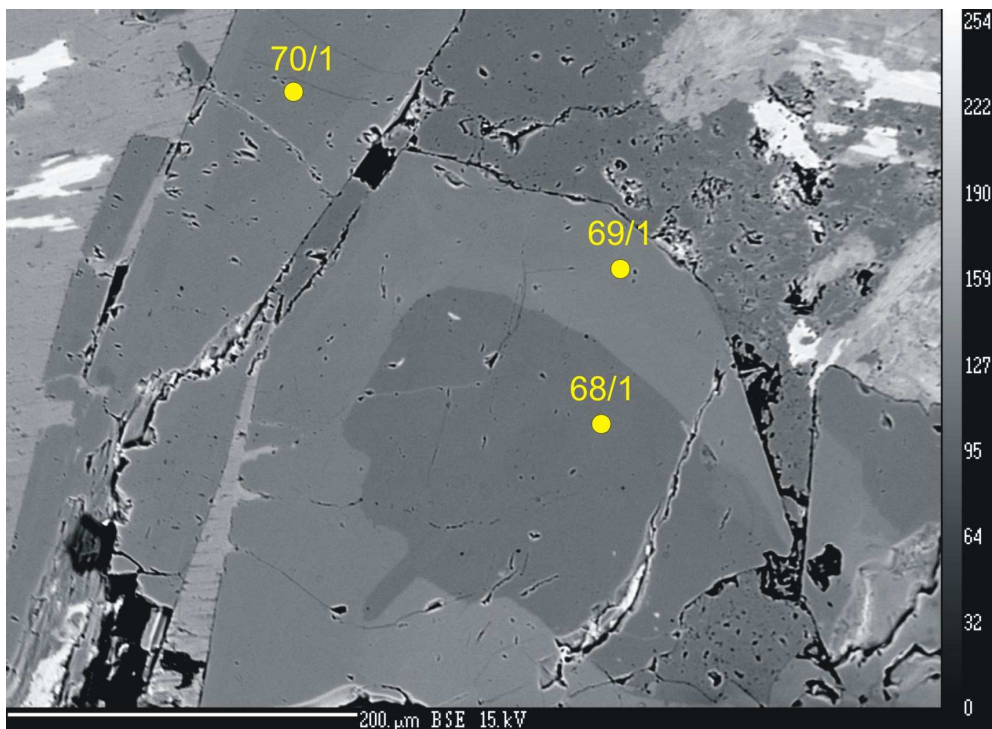
5.2.5. Pyroxenická rula

V lomu byly nalezeny horniny, které by bylo možno označit jako pyroxenické ruly, na přechodu mezi erlanem a okolím granulitem. Pyroxenická rula obsahovala xenomorfní plagioklasy, WDX analýzou (tab. 4) určené jako andezin (obr. 27), hypautomorfní pyroxeny, které byly analyzovány (tab. 5; 68/1 a 70/1) a klasifikovány jako diopsid a hedenbergit (obr. 31). Na složení se podílel i xenomorfní místy hrubozrnný křemen, dále rula obsahovala muskovit, biotit a chlorit. Nejčastěji měly tyto minerály podobu drobných šupinek. Poměrně hojně se také vyskytoval titanit, který tvořil místy i automorfně omezené průřezy, častěji však oválná zrna. Chemismus titanitu byl analyzován WDX metodou (tab. 8). Jeho chemismus je zcela srovnatelný s chemismem titanitu v erlanu (tab. 8).

5.3. Charakteristika křemenných žil

Křemenné žíly sekundárně vyplňovaly pukliny, mineralogicky obsahovaly křemen a turmalín. Turmalín tvořil hnědooranžová nepravidelná zrna, nebo hypautomorfně

omezené průřezy, zrna byla pleochroická, a růstově zonální v polarizačním mikroskopu i v obraze BSE (obr. 39). Turmalín byl opět analyzován pomocí WDX analýzy (68/1, 69/, 70/1 tab. 1), dle klasifikačního diagramu (obr. 22) spadá do skupiny alkalických turmalínů, i když jeden měl hraniční hodnotu vakance v X pozici. Turmalíny z křemenných žil lze klasifikovat jako dravity (obr. 23).



Obr. 39 Zonální turmalín z křemenné žíly. Obraz BSE. Čísla odpovídají číslům analýzy v tab. 3

5.4. Gamaspektrometrie

Přirozená radioaktivita (obsahy K, Th a U) byly měřeny u všech litotypů nalezených v lomu, celkem na 62 vzorcích. Nejpočetnější zastoupení naměřených hodnot je u tmavého granulitu (21 měřených vzorků), který je převažující horninou v lomu. Naopak nejmenší zastoupení je u ultramafických (6 vzorků serpentinitu, 2 vzorky pyroxenitu) a erlanových uzavřenin (5 měřených vzorků), které se vyskytovaly pouze v menším množství. Radioaktivita byla měřena jednak v terénu, přímo v lomu, a také v laboratoři. Hodnoty terénního a laboratorního měření se často značně lišily (tab. 11), terénní hodnoty byly většinou dvojnásobné ve srovnání s laboratorními.

Nejvyšší naměřená hodnota obsahu K byla zjištěna u pegmatitů, a to jak v terénním,

tak i v laboratorním měření (8,2 hm.%), naopak nejmenší byla u serpentinitu 0,54 hm.% v terénním měření, v laboratorním byla pod mezí stanovitelnosti. Celkově u ultrabazitů byl obsah draslíku téměř vždy pod mezí stanovitelnosti. V granulitech se obsah K pohyboval nejčastěji v rozmezí 2,4-3,6 hm.%.

Uran dosahoval nejvyšších naměřených hodnot opět v pegmatitech, kdy jeho obsah byl dokonce 55,36 ppm v terénním a 36,1 ppm v laboratorním měření; jednalo se o turmalinické pegmatity. Nejnižší hodnoty byly naměřeny u ultrabazitů, nejčastěji pod mezí stanovitelnosti v laboratorním měření. Granulity měly variabilní obsah uranu, průměrně se pohyboval mezi 1,8 a 3,1 ppm, vyskytly se ovšem i vzorky, kde byl obsah U pod mezí stanovitelnosti, nebo naopak dosahoval 21,9 ppm ve světlém granulitu.

Thorium bylo nejvíce obsaženo také v pegmatitech (25,4 ppm v laboratoři a 24,4 ppm v terénu), tentokrát se jednalo o cordieritický pegmatit. Nejméně Th měly opět ultrabazity nejčastěji pod mezí stanovitelnosti, která pro Th byla 1,5 ppm. Granulity se v obsahu Th liší, světlé granulity měly nižší hodnoty (od meze stanovitelnosti do 7,4 ppm) než granulity tmavé (nejčastěji od 6,5 do 15,9 ppm).

Erlany vykazovaly relativně nízký obsah K (do 4,2 hm. % v laboratorním měření) a vyšší hodnoty U (od 6,7 do 15,6 ppm v terénu), nejvíce obsahovaly Th (od 9,7 do 16,5 ppm v terénu).

Vzorek	Hornina	Obsah radioaktivních prvků					
		K (hm.%)		Th (ppm)		U (ppm)	
		Lab. m.	Ter. m.	Lab. m.	Ter. m.	Lab. m.	Ter. m.
1-1	světlý granulit	3,8	4,0	2,4	6,6	2,3	11,8
1-2	světlý granulit	4,5	3,7	<1,5	3,4	<1,5	11,5
1-4	světlý granulit	4,0	4,9	<1,5	3,6	4,7	11,1
1-5	světlý granulit	3,6	4,7	2,2	6,7	<1,5	11,7
1-6	světlý granulit	2,5	4,1	7,4	12,1	5,2	12,3
1-7	světlý granulit	<0,5	4,7	1,9	10,7	21,9	12,5
1-14	světlý granulit	1,8	3,4	6,6	14,0	1,9	7,9
2-8	světlý granulit	3,5	4,1	3,3	6,5	<1,5	6,9
2-9	světlý granulit	3,4	3,3	<1,5	5,1	<1,5	8,5
2-10	světlý granulit	4,0	4,1	3,8	6,0	<1,5	6,1
2-12	světlý granulit	3,6	3,7	4,6	6,5	<1,5	6,0
3-1	světlý granulit	3,8	4,7	<1,5	3,4	1,9	5,8
3-2	světlý granulit	3,8	4,6	<1,5	3,8	1,9	4,7
3-16	světlý granulit	3,7	4,3	<1,5	4,8	2,0	6,9
1-8	tmavý granulit	2,4	4,0	14,2	15,0	2,7	8,0
1-10	tmavý granulit	2,1	3,4	7,9	16,0	1,8	7,7
1-11	tmavý granulit	2,4	3,9	7,8	19,1	1,8	10,1
1-13	tmavý granulit	3,1	3,8	15,6	18,5	3,6	8,8
1-15	tmavý granulit	2,1	3,6	8,9	12,1	1,7	4,2
1-16	tmavý granulit	2,6	3,8	15,9	14,3	2,9	5,9

		K (hm.%)		Th (ppm)		U (ppm)	
		Lab. m.	Ter. m.	Lab. m.	Ter. m.	Lab. m.	Ter. m.
1-19	tmavý granulit	2,4	3,9	11,1	11,7	2,8	7,1
1-20	tmavý granulit	2,9	3,8	15,9	18,5	2,6	5,3
1-28	tmavý granulit	2,6	3,1	12,2	12,2	2,7	4,9
1-29	tmavý granulit	1,1		6,5		<1,5	
2-1	tmavý granulit	3,4	4,8	3,5	4,1	7,3	6,7
2-2	tmavý granulit	4,1	4,8	1,6	5,0	4,1	10,8
2-3	tmavý granulit	3,8	5,0	<1,5	3,5	2,2	9,6
2-4	tmavý granulit	2,5	3,2	9,8	12,8	2,1	6,5
2-7	tmavý granulit	2,4	3,2	10,2	15,2	3,1	9,0
3-3	tmavý granulit	2,6	3,2	11,4	13,2	2,8	5,7
3-9	tmavý granulit	2,8	3,4	12,5	15,2	3,4	9,8
3-10	tmavý granulit	2,0	3,4	12,9	15,2	1,8	3,7
3-12	tmavý granulit	2,9	3,0	9,1	11,1	1,8	7,7
3-13	tmavý granulit	2,3	3,6	10,3	13,4	2,5	4,3
3-14	tmavý granulit	3,1	3,9	13,8	14,7	3,6	5,7
3-22	tmavý granulit	1,9	2,5	1,6	12,2	<1,5	3,8
1-3	erlan	2,3	3,9	10,6	11,6	13,0	15,6
1-12	erlan	<0,5	4,4	<1,5	16,5	<1,5	6,7
3-19	erlan	<0,5	2,0	9,0	9,9	5,1	6,9
3-20	erlan	1,7	2,2	15,7	11,9	7,6	6,7
3-21	erlan	4,2	3,8	7,6	9,8	10,7	14,2
1-9	pegmatit	1,0	2,2	25,4	24,4	3,5	7,1
1-18	pegmatit	8,2	5,8	<1,5	9,6	6,4	11,8
1-17	pegmatit	7,4	4,8	2,0	7,9	5,9	13,2
1-21	pegmatit	6,8	5,9	<1,5	5,7	5,1	13,6
1-22	pegmatit	5,2	4,6	<1,5	9,8	<1,5	5,1
1-23	pegmatit	6,7	5,2	<1,5	9,4	32,0	55,4
1-24	pegmatit	4,1	4,6	<1,5	8,9	36,1	34,2
1-25	pegmatit	3,7	4,4	10,0	12,1	5,5	11,6
2-6	pegmatit	2,1	3,4	<1,5	10,3	3,3	10,1
2-11	pegmatit	3,6	3,7	3,1	7,6	14,6	15,0
3-11	pegmatit	3,4	4,6	6,9	10,0	3,1	6,1
3-17	pegmatit	4,7	4,4	2,5	10,6	2,8	7,0
3-18	pegmatit	5,7	4,5	3,0	12,9	15,7	29,8
3-15	serpentinit	<0,5	1,6	<1,5	5,4	<1,5	3,1
1-26	serpentinit	3,6	1,2	13,9	4,5	1,9	3,0
1-27	serpentinit	<0,5		<1,5		<1,5	
2-5	serpentinit	<0,5	1,6	<1,5	6,7	<1,5	5,3
3-5	serpentinit	<0,5	1,0	<1,5	4,0	<1,5	2,7
3-6	serpentinit	<0,5	0,5	<1,5	3,2	<1,5	1,4
3-7	serpentinit	<0,5	0,7	<1,5	4,2	<1,5	1,6
3-4	pyroxenit	<0,5	0,9	<1,5	3,7	<1,5	2,2
3-8	pyroxenit	<0,5	0,9	<1,5	3,8	<1,5	2,9

Tabulka 11 Gamaspektrometricky naměřené hodnoty K, Th a U při terénním a laboratorním měření. První číslice v označení vzorku indikuje etáž, kde byl vzorek odebrán (číslováno vzestupně od báze lomu)

6 DISKUZE

Lokalita Bory (dříve Horní Bory) je poměrně podrobně prozkoumaná lokalita, publikace jsou známy již z počátku 20. století. Dokumentace tektonických poměrů, gamaspektrometrie a popis hornin byl porovnán s již publikovanými údaji. Nová data drobně-tektonických měření korelují s již dříve získanými, která uvádí Duda et al. (1987).

Minerální složení námi studovaných granulitů v zásadě odpovídá dřívějším poznatkům Dudy et al. (1983), nepodařilo se prokázat přítomnost apatitu a turmalínu ve světlém granulitu, přítomnost cordieritu v tmavém granulitu a spinel nebyl nalezen ve světlém ani tmavém granulitu. Naopak byl potvrzen a popsán hercynit jako produkt přeměny kyanitu a monazit, jako akcesorie, které popisuje již Kotková et al. (2003). Cordieritická rula, kterou popisuje Duda et al. (1983), nebyla při terénních pracích zastižena.

Z bazických uzavřenin byly nalezeny peridotity a pyroxenity podléhající různému stupni serpentinizace. Dále byly nalezeny opálové uzavřeniny. Eklogity, které uvádí Mísař a Jelínek (1981), se v současné době nepodařilo nalézt.

V cordieritickém pegmatitu se nepodařilo prokázat pyrhotin, apatit a granát, jak uvádí Špinar (1995) a Novák (2003), naopak byly nově nalezeny chlorit a muskovit. WDX analýzou byl potvrzen arzenopyrit s menší příměsí Co (0,05-0,12 apfu), löllingit s příměsí Ni (0,17 apfu) a drobné inkluze Ag a Bi-telluridů. Telluridy byly analýzou identifikovány jako Ag_7Te_5 neboli *empressit* dle Thompsona et al. (1951) a Bi_5Te_3 , nepojmenovaná fáze, kterou lze korelovat s nálezem Houzara et al. (2008) ze sulfid – scheelitového skarnu z Kamenných Dolů u Písku. Analyzované fáze z obou lokalit spadají do série Bi_5X_3 dle klasifikace Gu et al. (2001 in: Houzar et al. 2008), kde X je Te, S, Se. Nově nalezený vzorek z Borů obsahuje menší množství příměsí S (0,74 apfu) a dal by se podle této klasifikace označit jako Bi-tellurid, vzorek z Kamenných Dolů obsahuje více S (1,36 apfu) a nese označení Bi-sulfo-tellurid.

Turmalín z turmalinického pegmatitu byl WDX analýzou určen jako skoryl, ve srovnání s daty Kotkové et al. (2003) měl vyšší hodnotou vakance v X pozici (obr. 23). Dále byl v turmalinickém pegmatitu zjištěn muskovit, naopak nebyl prokázán

arzenopyrit, pyrit a löllingit.

Na puklinách byly nalezeny pouze křemenné žíly s turmalínem, nepotvrdil se ovšem skoryl popsáný Špinarem (1995), ale WDX analýzou byl turmalín určen jako dravit se střední hodnotou vakance v X pozici.

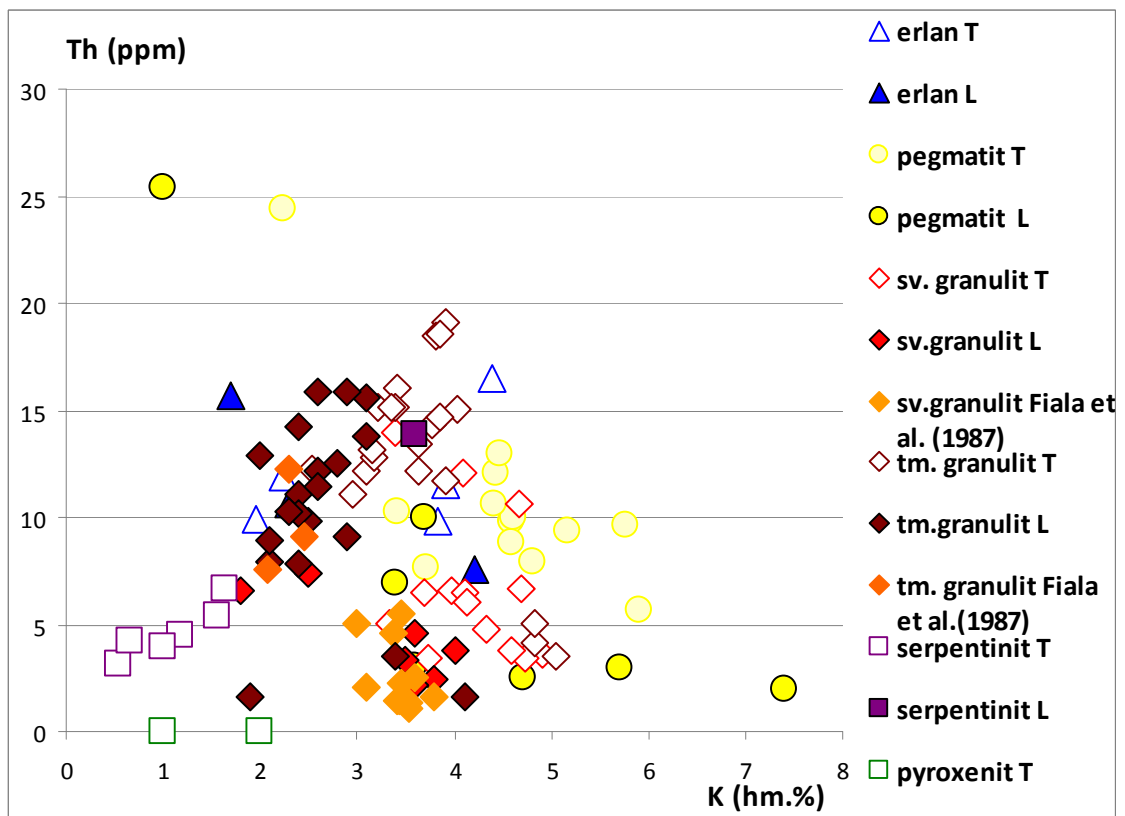
Nově byly z borského lomu popsány erlanové-mramorové uzavřeniny. Další erlany ve strážeckém moldanubiku jsou známy z lokalit Rozštípená skála u Hamrů nad Sázavou (www.geology.cz/app/glok/glok_cz.pl?tt_=z&id_=797) a Polnička u Žďáru nad Sázavou (<http://atlas.horniny.sci.muni.cz/metamorfovane/erlan/erlan12.html>), srovnávací data však nejsou k dispozici. Karbonátové a karbonát-silikátové horniny obsahující také wollastonit a vesuvian se v moldanubiku vyskytují v Mirošově u Strážku, ve Vanově u Telče, v Nedvědicích a ve Strachujově u Jimramova (Houzar et al. 1997)

Gamaspektrometrie byla měřena při terénní etapě přímo v lomu, následně byla doplněna o laboratorní měření. Terénní a laboratorní hodnoty byly velmi variabilní, častěji však byly terénní hodnoty vyšší, někdy i více než dvojnásobné. Příčinnou vyšších terénních naměřených hodnot mohou být reálné podmínky při měření v lomu, tj. přítomnost okolních (a jinak radioaktivních) hornin, zahloubení etáže nebo blízkost lomových stěn.

Obsahy radioaktivních prvků byly vzájemně korelovány, korelace jsou zobrazeny na obr. 40, 41, 42. Při korelaci jednotlivých prvků jsou patrné některé trendy, které se liší v závislosti na tom, na jaké hornině byla radioaktivita měřena.

V diagramu Th-K (obr. 40) je patrná pozitivní závislost v tmavých granulitech, při zvyšujícím se obsahu Th se zvyšuje i obsah K. Ve světlých granulitech není trend tak strmý, mají nižší hodnoty Th, několik vzorků světlých granulitů dosahuje hodnot Th tmavých granulitů a naopak, to jen potvrzuje střídání jednotlivých druhů granulitů. Granulity byly navíc porovnávány již s dříve publikovanými daty Fialy et al. (1987), tmavé granulity odpovídají dříve naměřeným hodnotám, světlé granulity mají v našich měřeních vyšší obsahy K. Nejvyšších hodnot K a Th dosahovaly pegmatity, trend pozitivní závislosti je patrný pouze v terénním měření. Přímo úměrná závislost je také patrná z terénního měření ze serpentinitů, hodnoty pro serpentinity jsou v terénu zvýšené, což může být dáno vlivem okolních hornin (tmavých granulitů). Erlany

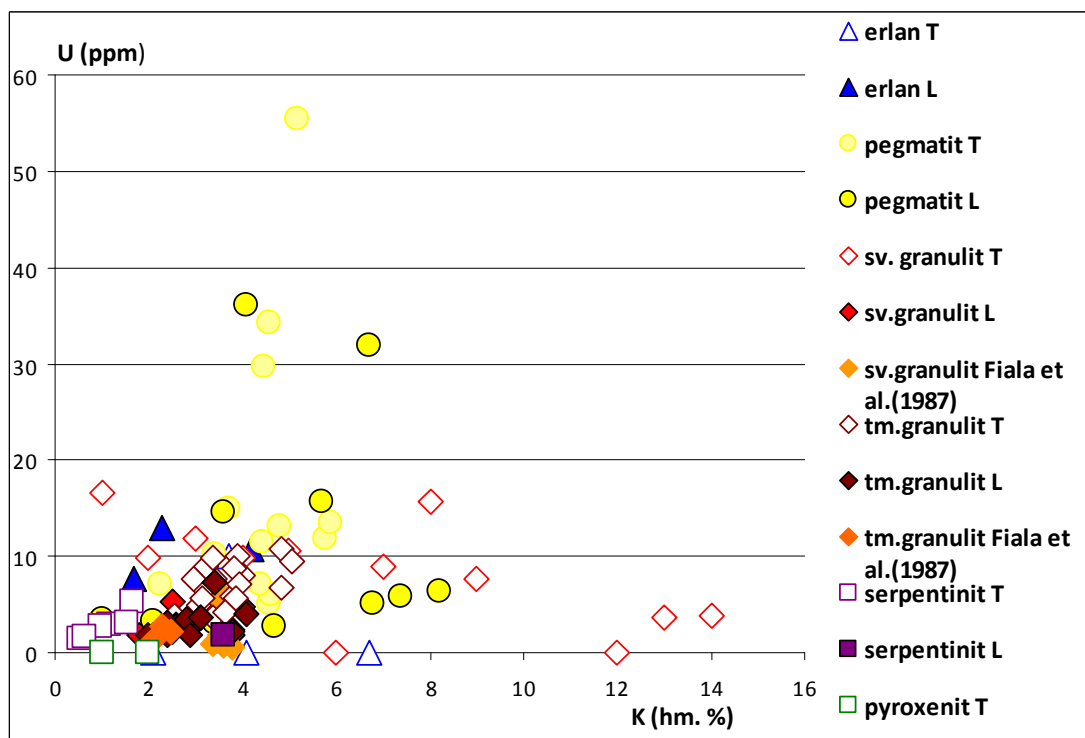
vykazují pozitivní závislost také pouze v terénním měření, v laboratorním nelze trend stanovit z důvodu malého množství dat. Nejnižších hodnot dosáhly pyroxenity, jejichž hodnoty byly v laboratorním měření pod mezí stanovitelnosti, což vypovídá o minimální přítomnosti akcesorických minerálů (zirkon, apatit, monazit), které jsou nejčastěji nositelem radioaktivních prvků.



Obr. 40 Korelace radioaktivních prvků Th-K v laboratorním a terénním měření ve srovnání s hodnotami dle Fialy et al. (1987)

Vysvětlivky: T – terénní měření, L - laboratorní měření, sv.granulit- světlý granulit, tm.granulit – tmavý granulit

Při porovnání U-K (obr. 41) je patrný pozitivní trend v terénním měření v tmavých granulitech, v laboratorním měření není až tak výrazný. Při srovnání s Fialou (1987) mají tmavé granulity vyšší hodnoty U i K. Ve světlých granulitech je trend málo patrný, pouze v terénním měření lze vyčíst vzrůstající obsah K za poměrně konstantních obsahů U, v laboratorním měření se body téměř překrývají. Pegmatity mají nejvyšší hodnoty U a také strmě stoupající trend v terénním měření. Nejnižší hodnoty U a K měly pyroxenity a serpentinity.

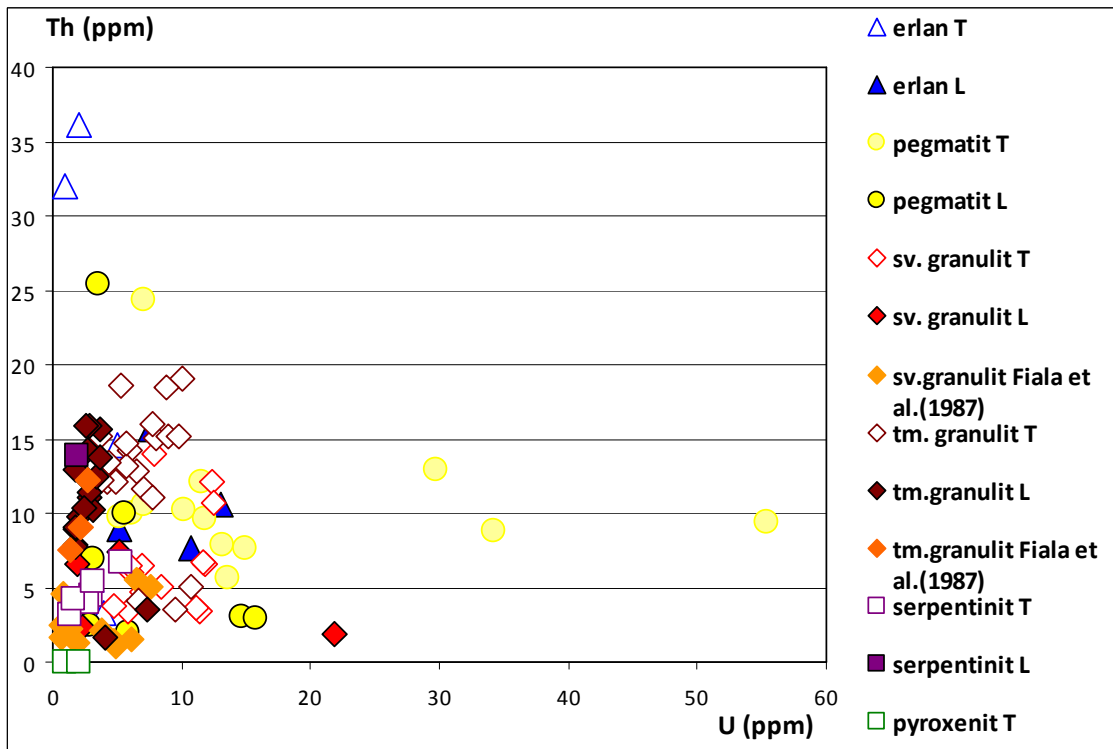


Obr. 41 Korelace radioaktivních prvků U-K v laboratorním a terénním měření ve srovnání s hodnotami dle Fialy et al. (1987)

Vysvětlivky: T – terénní měření, L - laboratorní měření, sv.granulit- světlý granulit, tm.granulit – tmavý granulit

V diagramu U-Th (obr. 42) lze pozorovat v tmavých granulitech strmě stoupající trend, kdy velmi roste obsah U při poměrně stálém obsahu Th, tento trend kopírují i data Fialy et al. (1987). Pozitivní trend vykazují světlé granulity v terénním měření a erlany v laboratorním měření. Variabilní hodnoty měly pegmatity, v terénním a laboratorním měření lze vyčíst opačné trendy. V terénu prudce stoupal obsah U při poměrně stálém obsahu Th a v laboratoři tomu bylo naopak.

U granulitů a erlanů je trend U-Th pozitivní, což svědčí o obsahu těchto prvků ve stejných akcesorických minerálech, naopak u pegmatitů žádný trend není patrný, prvky U a Th jsou na sobě nezávislé, jsou tedy v pegmatitech obsaženy v různých akcesoriích. Draslík je nejvíce obsažen v K-živcích a slídách, pozitivní závislost mezi obsahem draslíku a thoria/uranu svědčí o přítomnosti U/Th minerálů (zirkon, apatit) v podobě inkluzí v muskovitu či biotitu.



Obr. 42 Korelace radioaktivních prvků Th-U v laboratorním a terénním měření ve srovnání s hodnotami dle Fialy et al. (1987)

Vysvětlivky: T – terénní měření, L - laboratorní měření, sv.granulit- světlý granulit, tm.granulit – tmavý granulit

7 ZÁVĚR

Dokumentace lomu zahrnovala měření drobné tektoniky, obsah radioaktivních prvků, petrografický popis jednotlivých typů hornin, charakteristika křemenných žil a jejich bližší mineralogický výzkum.

Na lokalitě Bory byly popsány následující horniny: světlý a tmavý granulit, pegmatity, bazické uzavřeniny a uzavřeniny erlanu. Tato práce potvrzuje již dříve publikované údaje o granulitech, pouze se nepodařilo prokázat přítomnost některých minerálů jako spinel, apatit a turmalín.

Pegmatity byly nalezeny dvojího typu - cordieritické a turmalnické. V cordieritických pegmatitech byly nově popsány a analyzovány sulfarzenidy – arzenopyrit s menší příměsí Co a löllingit s příměsí Ni a drobnými inkluzemi Ag a Bi-telluridů. Telluridy byly analýzou určeny jako empressit (Ag_7Te_5) a nepojmenovaná fáze Bi_5Te_3 s malou příměsí (0,74 apfu) síry. Dále bylo složení cordieritického pegmatitu rozšířeno o chlorit a muskovit. Nepodařilo se v našich vzorcích prokázat přítomnost pyrhotinu, apatitu a granátu.

Turmalín z pegmatitů byl klasifikován jako skoryl se střední hodnotou vakance v X pozici, jedna analýza měla vyšší hodnotu vakance a řadí se na rozhraní skoryl/foitit.

Nově byly popsány uzavřeniny erlanu, jedná se o celistvou středně zrnitou horninu nejčastěji šedé, místy nazelenalé či narůžovělé barvy. Mineralogicky obsahoval plagioklas (WDX analýzou určený jako andezin a anortit), křemen, méně K-živec, pyroxen určený jako diopsid a hedenbergit s vyšším obsahem Ca (některá zrna byla částečně chloritizována, nebo téměř zcela přeměněna v minnesotait), granát určený jako grossular, karbonát (kalcit, siderit), titanit, biotit, muskovit, chlorit, kobaltin (s příměsí Fe a Ni), akcesoricky zirkon.

Z ultramafických uzavřenin se podařilo prokázat peridotit a pyroxenit, postižené různou intenzitou serpentinizace a opalizace. Byly nalezeny i čistě opálové uzavřeniny s drobnými mastkovými žilkami. Eklogitové uzavřeniny se v nově odebraném materiálu nepodařilo prokázat.

Dokumentovány byly pukliny s orientací SV-JZ a SZ-JV, některé pukliny byly sekundárně vyplněny křemen-turmalínovou mineralizací, turmalín byl analýzou určen jako dravit se střední hodnotou vakance v X pozici.

Gamaspektromerická měření ukazují různé obsahy radioaktivních prvků v různých horninách, nejvyšší hodnoty všech prvků (K, Th, U) měly pegmatity, naopak nejnižší hodnoty měly bazické uzavřeniny. Různé typy granulitů se v obsahu radioaktivních prvků liší jen minimálně, pouze tmavé granulity mají vyšší obsah Th než granulity světlé.

8 POUŽITÁ LITERATURA

- Ackerman L., Jelínek E., Medaris Jr.G., Ježek J., Siebel W., Strnad L. (2009): Geochemistry of Fe-rich peridotites and associated pyroxenites from Horní Bory, Bohemian Massif: Insights into subduction-related melt-rock reactions. *Chem. Geol.*, 259, 152-167.
- Cempírek J., Novák M., Dolníček Z. (subm.): Crystal chemistry and origin of grandierite-ominelite and associated borosilicates from Bory Granulite, Czech Republic. *Am. Mineral.*
- Duda J. (1983): Pegmatity v borském granulitovém masívu. *Sbor. Geol. věd., Lož. Geol.*, 27, 157-202. Praha
- Dolníček Z., Malý K., Dvořák J. (2003): Origin of the dolomite mineralization from a pegmatite dike at Horní Bory, Moldanubicum, Czech Republic. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 148, 124-125. Vídeň
- Dudek A., Chlupáč I., Pouba Z., Vejnar Z., Zapletal J. (1992): Krystalinikum a prevariské paleozoikum. In: Chlupáč I., Štorch P. (eds.) *Regionálně-geologické dělení Českého masívu na území České republiky. Čas. Mineral. Geol.*, 37, 4, 258-275. Praha
- Fiala J., Matějovská O., Vaňková V. (1987): Moldanubian granulites and related rocks: petrology, geochemistry a radioactivity. *Rozpr. ČSAV, Ř. mat.-přír. věd*, 97, 1, 3-102. Praha
- Fojt B., Dolníček Z., Kopa D., Sulovský P., Škoda R. (2005): Paragenetická charakteristika hydrotermálních minerálních asociací uranového ložiska Zálesí u Javorníku ve Slezsku. *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 54, 223-280. Opava
- Hawthorne F.J., Henry D.J. (1999): Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.*, 11, 201-216.
- Houzar S., Novák M., Šrein V. (1997): Minerální asociace vesuvianu z karbonátových a vápenato-silikátových hornin na Moravě a ve Slezsku. *Acta Mus. Maraviae, Sci. Geol.*, 82, 21-32. Brno
- Houzar S., Litochleb J., Sejkora J., Cempírek J., Cícha J. (2008): Unusual mineralization with niobian titanite and Bi-tellurides in scheelite skarn from Kamenné doly quarry near Písek, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. *J. Geosci.*, 53, 1-16. Praha

- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha
- Kotková J. (2007): High-pressure granulites of the Bohemian Massif: recent advances and open questions. *J. Geosci.*, 52, 45-71. Praha
- Kotková J., Melichar R. (2003): Stop 3 - Horní Bory. Structural and metamorphic evolution of the high-T/high-P Gföhl Unit (Moldanubicum). *No Frontiers 2003: Excursion guide*, 34-41.
- Kotková J., Novák M., Povondra P. (2003): Horní Bory near Velké Meziříčí. Field trip guidebook LERM 2003, 47-51. Brno
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I Český masív. Stát. ped. nakl. Praha
- Mísař Z., Jelínek E. (1981): Uzavřeniny peridotitů, pyroxenitů, eklogitů a opálů v leptynitech moldanubika na lokalitě Bory (jihozápadní Morava). *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 56, 1, 13-20. Praha
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73, 1123-1133.
- Novák M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 2005, 90, 3-74. Brno
- Thompson R.M., Peacock M.A., Rolland J.F., Berry L.G.(1951): Empressite and "stuetzite". *Am. Mineral.*, 36, 5-6, 458-470.
- Trdlička.Z., Hoffmann V. (1975): Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). *Freiberg. Forschungshefte*, 6, 29-81. Leipzig
- Stárková I., Veselá M., Moupic Z., Chmelař J. (1993): Příspěvky k problematice západomoravského krystalinika - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M.(eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, pp. 15-30. Vyd. MZM a Sekce geol. Věd PřF MU Brno
- Špínar P. (1995): Vztah mezi pegmatity a alpskými žilami v kamenolomu u Horních Borů. *Vlast. Sbor. Vysočiny, odd. věd přír.*, 12, 3-18. Jihlava
- Uher P., Bačík P., Broska I., Dianiška I., Kubiš M. (2006): Turmalín v granitoch a hydrotermálních žilách gemerika: variácie chemického zloženia a genetické

aspekty. Sbor. Mineralog. Čes. masivu a Záp. Karpat 2006, 52-55. Olomouc
Weber A. (1944): Nerosty z nového lomu u Horních Borů. Vesmír, 22, 109. Praha
<http://pruvodce.geol.morava.sci.muni.cz/Horni-Bory/HBory-text.htm>
<http://webmineral.com/data/Minnesotaite.shtml>
www.geology.cz/app/glok/glok_cz.pl?tt=z&id=797