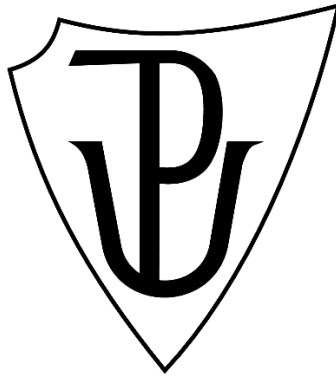


**Univerzita Palackého v Olomouci**

**Přírodovědecká fakulta**

**Katedra geologie**



**Michaela Hašková**

**Xenolity vyvřelých hornin v trachyandezitech z lomu Bučník  
u Komni**

***Bakalářská práce***

**Environmentální geologie (B1201)**

**prezenční studium**

**Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.**

**Olomouc 2018**

## **Bibliografická identifikace**

**Jméno autora:** Michaela Hašková

**Název práce:** Xenolity vyvřelých hornin v trachyandezitech z lomu Bučník u Komni

**Typ práce:** bakalářská

**Pracoviště:** Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie

**Vedoucí práce:** RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

**Rok obhajoby:** 2018

### **Abstrakt:**

Tato práce se zabývá petrologickou charakteristikou xenolitů plutonických hornin z lomu Bučník u Komni. Studované xenolity jsou uzavřeny v trachyandezitech, které na lokalitě pronikají do sedimentů bělokarpatské jednotky. Xenolity jsou víceméně izometrické, výjimečně mají protáhlý tvar. Jejich velikost se pohybuje nejčastěji od 3 do 15 cm. Většina je hrubozrnná, méně jsou zastoupeny xenolity jemnozrnné a středně zrnité. Jsou tvořeny převážně tabulkovitými zrny plagioklasu ( $An_{43-56}$ ), dále sloupci nebo nepravidelnými zrny amfibolu (magnesianohastingsitu), které uzavírají relikt pyroxenu (diopsidu). Ve vedlejším až akcesorickém množství je zde zastoupen biotit, chlority, karbonáty, ilmenit, titanit, apatit a pyrit. Struktura xenolitů je holokrystalická, převážně středně zrnitá až hrubozrnná a gabrově zrnitá. Textura horniny je všesměrně zrnitá a kompaktní. Xenolity spolu s hostitelskými horninami prodělaly různě silnou hydrotermální alteraci, která se projevuje chloritizací, karbonatizací, albitizací nebo kaolinizací primárních minerálů. Na základě zastoupení hlavních horninotvorných minerálů a chemického složení lze xenolity klasifikovat převážně jako pyroxenicko-amfibolická gabra či méně diority. Klasifikaci ztěžují novotvořené alkalické živce. Nejvíce hydrotermálně alterované xenolity tak odpovídají již monzogabrům nebo monzodioritům. Na základě podobností v minerálním složení xenolitů a hostitelských hornin a podobností v distribuci REE lze potvrdit jejich předpokládanou genetickou příbuznost. Xenolity tedy pravděpodobně pocházejí z hlubších partií magmatického krbu.

**Klíčová slova:** xenolity, trachyandezity, neovulkanity, Bučník, bělokarpatská jednotka, Vnější Západní Karpaty

**Počet stránek:** 50

**Počet příloh:** 7

**Jazyk:** český

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Michaela Hašková

**Title:** Xenoliths of igneous rocks in trachyandesites from the quarry Bučník near the Komňa village

**Type of thesis:** bachelor

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

**Supervisor:** RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

**The year of presentation:** 2018

### **Abstract:**

Thesis deals with petrological characterization of xenoliths of plutonic rocks from quarry Bučník near the Komňa village. Xenoliths are enclosed in trachyandesites which intruded into sediments of the Bílé Karpaty Unit. Xenoliths are isometric or extraordinarily elongated. They are mostly ca. 3 to 15 cm large. Most of them are coarse-grained, less fine-grained or medium-grained. The main minerals of xenoliths are bar-shaped plagioklase ( $An_{43-56}$ ) and columnar or irregular amphibole (magnesiostastingsite) which enclose relicts of pyroxene (diopside). The amount of accessory is for biotite, chlorites, carbonates, ilmenite, titanite, apatite, and pyrite. The texture of xenoliths is holocrystalline, mainly medium-grained or coarse-grained, and gabbroic. Xenoliths are massive and compact rocks. Both xenoliths and trachyandesites were more or less changed by hydrothermal alteration. Primary minerals were affected by chloritization, carbonatization, albitization or kaolinization. Xenoliths can be classified as pyroxene-amphibole gabbros or diorites based on the mineralogical and chemical composition. Most altered samples are already monzogabbros or monzodiorites due to the presence of secondary alkali feldspars. Based on the mineralogical composition of xenoliths and trachyandesites and the similarities in the distribution of REE, genetic relationship can be affirmed. Xenoliths origins probably from the deeper part of the magmatic chamber.

**Key words:** xenoliths, trachyandesites, neovolcanites, Bučník, Bílé Karpaty Unit, Outer Western Carpathians

**Number of pages:** 50

**Number of appendices:** 7

**Language:** Czech

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a řádně citovala všechny použité zdroje.

V Olomouci dne 10.6.2018

Podpis:

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu této práce, panu RNDr. Kamilovi Kropáčovi, Ph.D. za cenné připomínky a velkou trpělivost. Dále panu Mgr. Jaroslavovi Kapustovi za zhotovení chemických analýz minerálů na elektronové mikrosondě, panu Mgr. Davidovi Buriánkovi, Ph.D. z ČGS za odborné konzultace a v neposlední řadě také Mgr. Matěji Řezáčovi za podporu.

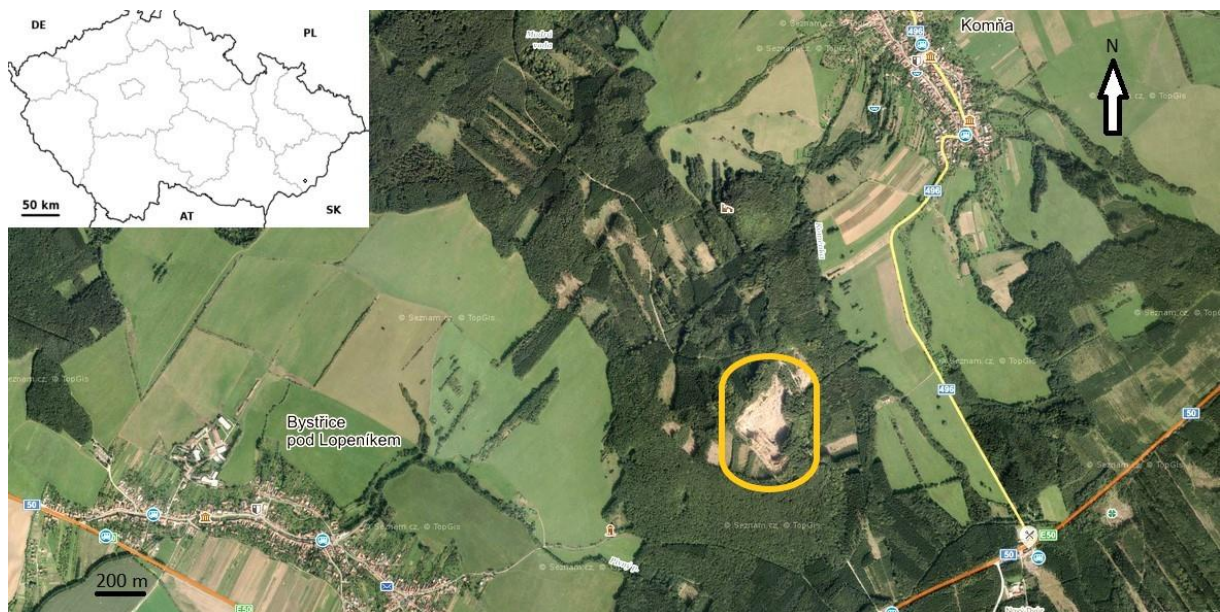
## Obsah

|   |    |
|---|----|
| 1. Úvod.....  | 7  |
| 2. Geomorfologická a geologická charakteristika zájmového území ..... | 8  |
| 2.1 Geomorfologická charakteristika .....                             | 8  |
| 2.2 Geologická charakteristika .....                                  | 9  |
| 2.2.1 Flyšové pásmo .....   | 10 |
| 2.2.2 Magurská skupina příkrovů.....                                  | 10 |
| 2.2.3 Bělokarpatská jednotka .....                                    | 10 |
| 2.2.4 Tektonika v zájmové oblasti .....                               | 11 |
| 3. Přehled dosavadních výzkumů uherskobrodských neovulkanitů.....     | 13 |
| 4. Výzkum xenolitů na Uherskobrodsku.....                             | 16 |
| 5. Metodika.....  | 17 |
| 6. Výsledky.....  | 18 |
| 6.1 Terénní výzkum.....   | 18 |
| 6.2 Makroskopický popis vzorků .....                                  | 18 |
| 6.3 Mikroskopický popis vzorků.....                                   | 22 |
| 6.3.1 Xenolity .....  | 22 |
| 6.3.2 Hostitelské horniny .....                                       | 26 |
| 6.4 Chemismus minerálů.....   | 30 |
| 6.4.1 Živce.....  | 30 |
| 6.4.2 Amfiboly .....  | 31 |
| 6.4.3 Pyroxeny.....   | 33 |
| 6.4.4 Biotit.....   | 34 |
| 6.4.5 Chlority.....   | 36 |
| 6.4.6 Karbonáty .....   | 37 |
| 6.4.7 Ostatní minerály .....  | 37 |
| 6.5 Celkový chemismus hornin .....                                    | 39 |
| Diskuse .....   | 44 |
| Závěr.....  | 46 |
| Literatura .....  | 47 |

# 1. Úvod

Kopec Bučník (555 m n. m.) se nachází ve Zlínském kraji asi 4,5 km na jz. od obce Komňa (od kostela sv. Jakuba Většího) a asi 5 km na vsv. od Bystřice pod Lopeníkem (obr. 1).

Lom byl založen v kopci Bučník v roce 1951 (Fojt a Kruťa 1968). V lomu jsou odkryty polohy pískovců, jílovců a porcelanitů (Krystek 1955, Přichystal 1974). Těmito horninami proniká cedrový lakolit, tvořený pravými i ložními žilami trachyandezitu s vrtně ověřenou nepravou mocností až 63,8 m (Adamová et al. 1995). V současné době se jedná o plošně největší povrchový výskyt subvulkanických těles na Uherskobrodsku.



Obr. 1: Letecký snímek lomu Bučník u Komni, lom je barevně označen (www1, www2 upraveno).

Andezitové magma při výstupu uzavíralo xenolity různého typu, zejména flyšové sedimenty, ale i hlubinné magmatity. Základní petrografický popis xenolitů plutonických hornin přinesly práce Krystka (1958) a Shrbeného (1974). Podrobnější charakteristika s využitím moderních laboratorních metod však až dosud nebyla provedena.

Cílem práce je shrnout poznatky o xenolitech v alkalických vyvřelinách Uherskobrodsku, stručně charakterizovat hostitelské horniny v lomu Bučník u Komni, dále petrograficky charakterizovat a klasifikovat xenolity vyvřelých hornin v lomu Bučník, a to na základě makroskopického popisu vzorků odebraných v terénu a za použití klasické mikroskopie, studia chemického složení minerálů na elektronové mikrosondě a stanovení celkového chemismu hornin.

## 2. Geomorfologická a geologická charakteristika zájmového území

### 2.1 Geomorfologická charakteristika

Z hlediska geomorfologického (obr. 2) náleží zájmové území do oblasti Slovensko–moravských Karpat (Kuča et al. 1992), konkrétně do celku Bílé Karpaty, podcelku Lopenická hornatina, okrsku Komeňská vrchovina a podokrsku Bojkovický hřbet (Kuča et al. 1992, www3).

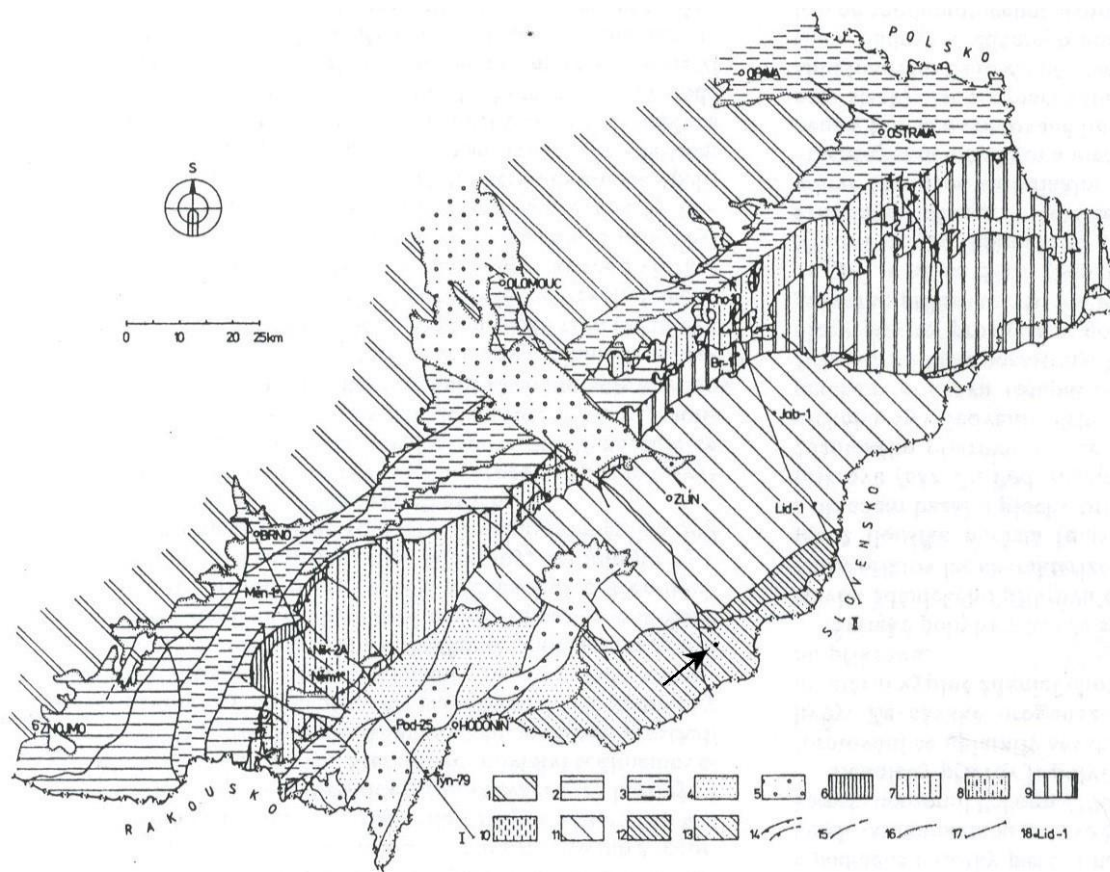


Obr. 2: Geomorfologická mapa oblasti Slovensko–moravských Karpat; A – Bílé Karpaty, A1 – Žalostínská vrchovina, A2 – Javorinská hornatina, A3 – Stráňanská kotlina, A4 – Beštiny, A5 – Bošácke bradlá, A6 – Lopenická hornatina, A7 – Súčanská vrchovina, A8 – Kobylináč, A9 – Chmeľovská hornatina, A10 – Kýčerská hornatina, A11 – Vršatské bradlá, B – Vizovická vrchovina, B1 – Hlucká pahorkatina, B2 – Luhačovická vrchovina, B3 – Komonecká hornatina, C – Dolnomoravský úval, C1 – Dyjsko–moravská niva, D – Myjavská pahorkatina, E – Považské podolie, E1 – Bielokarpatské pohorie, E2 – Trenčianská kotlina, E3 – Ilavská kotlina, F – Javorníky, F1 – Pulčinská hornatina, F2 – Vysoké Javorníky, F3 – Nízke Javorníky, 1' – Komeňská vrchovina, 2' – Bojkovický hřbet, 3' – kopec Bučník (upraveno dle Kuči et al. 1992, www3).



## 2.2 Geologická charakteristika

Zájmové území náleží flyšovému pásmu Vnějších Západních Karpat (obr. 3), konkrétně přísluší ke svodnickému souvrství vlárského vývoje bělokarpatské jednotky magurské skupiny příkrovů (Krejčí 1992, Stráník et al. 1993, Picha et al. 2006).



Obr. 3: Geologická mapa Moravskoslezských Karpat; 1 – Český masiv, 2 – spodní miocén karpatské předhlubně (eggenburg–karpat), 3 – střední miocén (baden), 4 – svrchní miocén (sarmat–panon), 5 – pliocén, 6 – pouzdránská jednotka, 7 – žďánická a podslezská jednotka, 8 – zdounecká jednotka, 9 – slezská jednotka, 10 – předmagurská jednotka, 11 – račanská jednotka magurské skupiny příkrovů, 12 – bystrická jednotka magurské skupiny příkrovů, 13 – bělokarpatská jednotka magurské skupiny příkrovů, 14 – příkrovy a přesmyky, 15 – zlomy, 16 – transgrese, 17 – linie geologických řezů, 18 – vrty (bod a šipka označují pozici lomu Bučník; upraveno dle Stráníka et al. 1993).

### **2.2.1 Flyšové pásmo**

Flyšové pásmo je součástí Vnějších Západních Karpat. Nachází se na JV České republiky. Na SZ se stýká s karpatskou předhlubní, na V pokračuje na Slovensko a do Polska, kde je bradlovým pásmem odděleno od Centrálních Karpat (Buday 1967, Barth 1974, Stráník et al. 1993).

Flyšové pásmo bylo Nowakem (1927) rozděleno na skupinu vnější, centrální (menilito–krosněnskou) a vnitřní (magurskou). Toto rozdělení bylo později změněno na vnitřní (magurskou) a vnější (menilito–krosněnskou) skupinu (Swidzinski 1934). Vyskytují se zde především klastické sedimenty (rytmické střídání jílovců, pískovců a slepenců), zatímco karbonátové sedimenty méně. Stáří hornin odpovídá nejvyšší juře až spodnímu miocénu (Stráník et al. 1993, Picha et al. 2006).

### **2.2.2 Magurská skupina příkrovů**

Magurský flyš neboli magurská skupina příkrovů je ze S ohraničena dukelskou a slezskou jednotkou vnější skupiny příkrovů, na kterou je nasunuta, a z J je ohraničena bradlovým pásmem. Mezi magurské příkrovy patří jednotka račanská, na kterou je nasunuta jednotka bystrická a na ni jednotka bělokarpatká (Barth 1974, Stráník et al. 1993). Horniny magurské skupiny jsou tvořeny hemipelagickými sedimenty, zejména jílovcí a pískovci, jejichž polohy se pravidelně střídají (Stráník et al. 1993).

### **2.2.3 Bělokarpatká jednotka**

Jednotka bělokarpatká (obr. 4) je nejvnitřnější jednotkou magurského flyše. Tuto jednotku můžeme členit na vývoj hlucký a vlárský (Stráník et al. 1993). Oba vývoje jsou odděleny nezdenickým zlomem.

V rámci hluckého vývoje lze vyčlenit souvrství hlucké a kauberské, púchovské slíny, dále souvrství antonínské, svodnické, nivnické a kuželovské. Hlucké souvrství tvoří ve spodní části černé jílovce a slíny, ve svrchní části převažují vápence s rohovci. Kauberské souvrství sestává ze zelených a červených nevápnitých jílovců a jemnozrnných laminovaných pískovců. Z fosilií zde můžeme nalézt foraminifery. Púchovské slíny, které vystupují u Hluku a Nezdenic, jsou tvořeny slíny a červenými vápnitými jílovcí s foraminiferami a nanofosiliemi. Souvrství antonínské se skládá z písčitých či detritických vápenců, slínů, vápnitých jílovců a nachází se zde také foraminifery. Vápnité jílovce, pískovce a vápence nalezneme i ve svodnickém souvrství. Širší vrstvy pískovců svodnického souvrství získaly název bzovské pískovce.

Nivnické souvrství zahrnuje hnědošedé či zelenošedé vápnité jílovce s laminami pískovců s foraminiferami (Buday 1967, Stráník et al. 1993, Picha et al. 2006).

Vlárský vývoj je tvořen kauberským, javořinským, svodnickým a chabovským souvrstvím, přičemž kauberské a svodnické souvrství odpovídají stejnojmenným souvrstvím hluckého vývoje. Vrchní část kauberského souvrství může být vyčleňována jako vrstvy ondrásovecké (Potfaj 1993). Javořinské souvrství vytváří především pískovce s velkým podílem karbonátů (ve formě dolomitických detritů) a siltové jílovce. Toto souvrství obsahuje pouze velmi malé množství fosilií. V chabovském souvrství se nacházejí pískovce s karbonátovými klasty, místy proložené laminami jílovců (Picha et al. 2006).

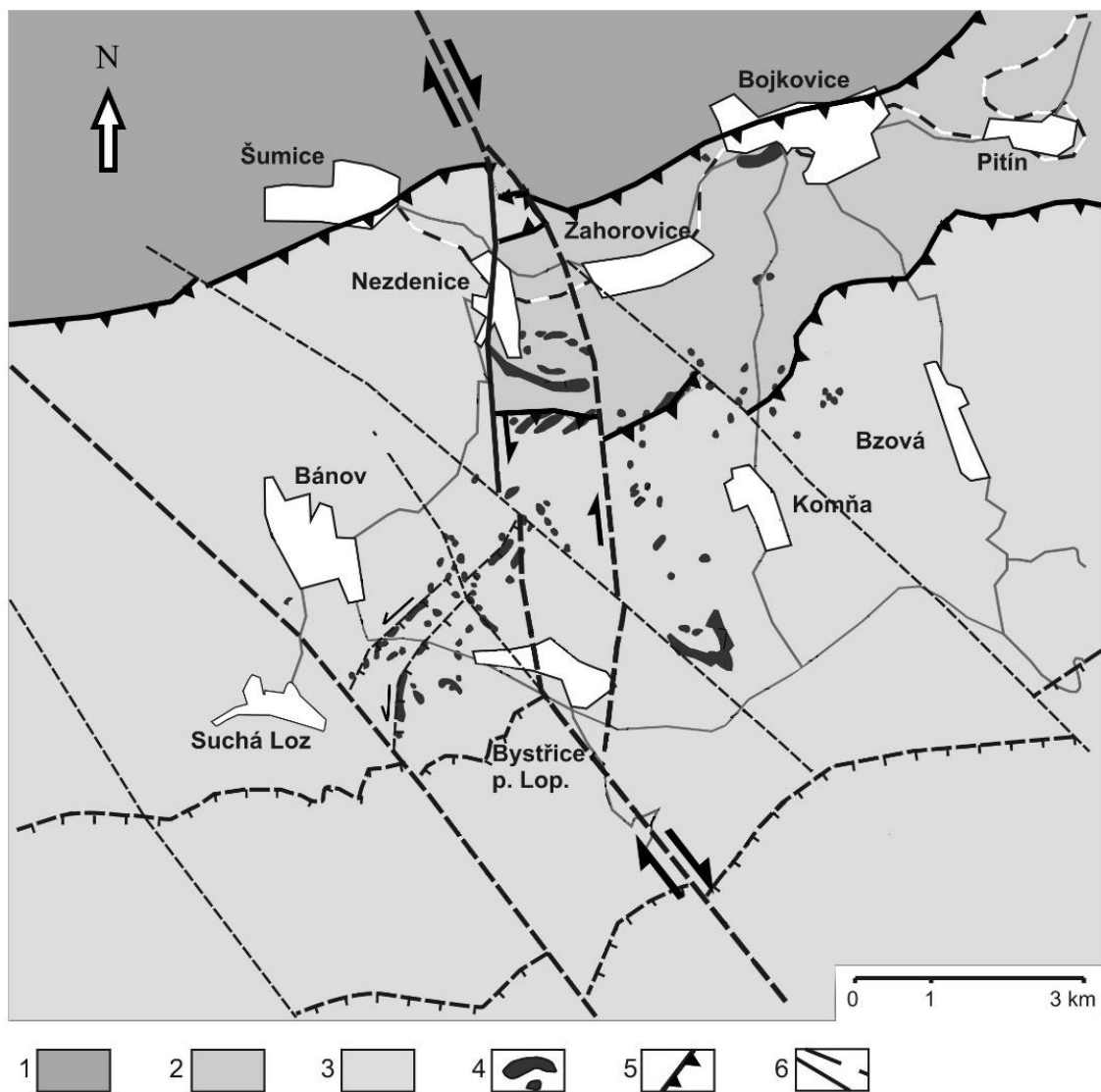
#### **2.2.4 Tektonika v zájmové oblasti**

K utváření struktury magurské skupiny došlo během oligocénu v rámci helvetské orogeneze a konečnou podobu získala během sávské a štýrské orogeneze v miocénu. Oproti bystrické a račanské jednotce jsou synklinály a antiklinály bělokarpatiského příkrovu značně převrásněné.

Vrásová struktura flyše je narušena podélnými a příčnými zlomy, podél nichž došlo k horizontálním posunům (Stráník et al. 1993). Bělokarpatiský dílčí příkrov je tedy tvořen volnými kernými strukturami, které vznikly nad subdukční zónou (Roth 1980).

Mezi významné zlomy patří např. zlom nezdenický, hlucký, severněji situovaný holešovský. Tyto zlomy kopírují poruchy v podkladu – brněnském masivu (Zapletal 1932, Stráník et al. 1993). S těmito segmentacemi se spojuje výstup magmat (obr. 4) a výrony CO<sub>2</sub>.

Nejdůležitějším zlomem v této oblasti je zlom nezdenický, který prodělal několik vývojových etap. Vznik tohoto zlomu je spojován se spodnooligocénním odpojením sedimentární výplně pánve a vznikem magurské skupiny příkrovů. Vlivem výstupu magmat došlo k levostranným horizontálním pohybům a vznikly nové drobné přesmyky a vrásy (Krejčí a Poul 2010).



Obr. 4: Mapa tektoniky bělokarpatské jednotky; 1 – račanská jednotka, 2 – bystrická jednotka, 3 – bělokarpatská jednotka, 4 – neovulkanity, 5 – ověřený násun, 6 – ověřený či předpokládaný zlom (upraveno podle Krejčího a Poula 2010).

### 3. Přehled dosavadních výzkumů uherskobrodských neovulkanitů

Studovanou problematikou uherskobrodských neovulkanitů se zabývali z hlediska výskytu, složení a chemismu již v 19. století např. Tschermak, Štur, Neminar, Klvaňa a Hauer (Rosický 1930). Sám Rosický popsal zdejší bazalty a „andezity“ i pod mikroskopem. V andezitech nacházel dutinky s karbonáty, určil plagioklasy jako andezín-labradorit, dále zde popsal především minerály jako augit, amfibol, apatit a rudní zrna. Z bazaltu-andezitu popsal bazický plagioklas augit a olivín. Poukázal také na vliv uhličitých fluid na nerostné složení dutin.

Dále se touto tematikou zabývali Kruťa a Ostroh (1946), kteří zaznamenali ve studované oblasti přeměnu mnohých amfibolů na nažloutlou hmotu. Zmínili se o rudní mineralizaci a výskytu asfaltu a nafty. Jedná se o zbytky naftonosné vrstvy terciárního stáří, která byla narušena andezitem.

Mezník (1932) popisuje na předmětné lokalitě blízském kopci Valy andezit s plagioklasy na pomezí bazického andezínu až kyselého labradoritu, což odpovídá určení Rosického (1930). Ve své práci tvrdí, že v uherskobrodských neovulkanitech ubývá bazicity plagioklasů ve směru od S k J. Dále Mezník (1932) rozdělil vyvěřeliny dle zastoupení amfibolových vyrostlic.

Krystek (1955) popsal v oblasti bánovsko-bojkovické výskyt olivín-pyroxenického alkalického bazaltu (doleritu), pyroxen-olivinického alkalického bazaltu, augitického alkalického bazaltu, leukokrátního pyroxen-amfibolického trachyandezitu, leukokrátního amfibolického trachyandezitu a leukokrátního biotitického trachyandezitu. Adamová et al. (1995) tento výčet doplnili o trachybazalty až bazaltické trachyandezity, často propylitizované leukokrátní trachyandezity a doleritické olivinické bazalty.

Uherskobrodské neovulkanity jsou v geologické literatuře na základě různých kritérií často porovnávány s neovulkanity Českého masivu, polských Pienin, středního a východního Slovenska a Maďarska. Na základě chemického složení leží na pomezí neovulkanitů Českého masivu a polských i slovenských neovulkanitů (Shrbený 1974, Přichystal 1993). Se slovenskými neovulkanity mají podobně vysoké obsahy  $\text{Na}_2\text{O}$  a  $\text{K}_2\text{O}$ , což je řadí mezi alkalicko-vápenaté vulkanity. Rozdíl v těchto horninách tkví v obsahu REE, o které jsou uherskobrodské neovulkanity nabohaceny a podobají se tím maďarským alkalicko-vápenatým andezitům (Adamová et al. 1995).

Moravské a polské neovulkanity náleží peripieninskému lineamentu (Přichystal 1974), takže mají shodnou geotektonickou pozici. Vznikly metasomatózou evropské desky. Rozdíl je v tom, že moravské neovulkanity vykazují oproti pieninským vysoké obsahy Nb a Ta, ale především menší negativní Nb anomálie a žádné Ti anomálie, z čehož vyplývá, že jihomoravské

neovulkanity na rozdíl od polských nevznikly ve spojitosti se subdukcí. Moravské neovulkanity vznikly dle Nejberta et al. (2012) infiltrací hlubokoplášťových tavenin a/nebo fluid, což bylo nejspíš způsobeno výzdvihem astenosféry vlivem reaktivace systému nezdenických zlomů. Přichystal (1993) potvrdil plášťový původ magmat na základě nízkých hodnot poměru izotopů stroncia  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Vzhledem k velké variabilitě stopových prvků usuzují navíc Hrouda et al. (2015) spíše litosférický než astenosférický zdroj magmat, který byl heterogenní.

Na Uherskobrodsku se jedná pouze o podpovrchový vulkanismus, přičemž lze na některých lokalitách nalézt i vulkanické brekcie v přírodních kanálech magmatu (Adamová et al. 1995). Magma vystoupalo v axiální depresi (Zapletal 1932), která vznikla jako projev segmentace a poruch podkladu bělokarpatské jednotky (Stráník et al. 1993). S těmito poruchami je úzce spjat nezdenický zlomový systém. Přestože nejsou vulkanická tělesa postižena zlomy, jsou na nich patrné křehké deformace, spojené s kompresí, které dle Poula et al. (2010) vznikly v době, kdy byl trachyandezit ještě prohrátý a působila na něj svým tlakem fluida. Dle Hroudy et al. (2015) namáhání trachyandezitu souvisí s oslabenými zónami podél zlomů. Zlomy byly tedy nejen významnou cestou pro přívod magmatu, ale také pro polymetalickou mineralizaci, minerální vody a uhlovodíky (Hrouda et al. 2015).

Výzkumu rudních i nerudních mineralizací byla v minulosti věnována velká pozornost. V lomu Bučník byly zastiženy i tzv. rudní brekcie, které tvořil sfalerit s galenitem, když sdružovaly ostrohranné úlomky propylitu. Ve sfaleritu se vyskytovaly i inkluze chalkopyritu a pyrhotinu (Fojt a Přichystal 1979). Ulmanová (2015) určila mineralizaci na základě teplot homogenizace fluid jako epitermální až mezotermální, čímž se mineralizace na Uherskobrodsku podobají mineralizacím v Pieninách (Fojt a Přichystal 1979). Trachyandezity, ale i flyšové sedimenty v lomu Bučník, prorážejí karbonátové žíly s barytem. Dolníček a Krobot (2013) našli i kalcitové žíly s granátem a určili, že jádro je tvořeno andraditovou složkou a lem fluorem bohatým grosulárem. Podle Ulmanové (2015) vznikly takovéto žíly ze středněsalinních až vysokosalinních a nízko- až středněteplotních fluid, která obsahovala chloridy Na a Ca. Dále se mohly žíly na dané lokalitě formovat z nízkosalinních a nízko- až středněteplotních fluid obsahujících chloridy Na, případně K či Mg.

Lom Bučník se vyznačuje také prvním nálezem cinabaritu a metacinabaritu na Moravě objeveného v roce 1957 Krausem. Tyto minerály byly nalezeny ve značně propylitizované a sulfidy mineralizované partii trachyandezitu. Nalezly se v ní i sloučeniny pevných uhlovodíků. Zrna cinabaritu dosahovala velikosti až 2 mm (Fojt a Krut'á 1968).

Také stáří neovulkanitů bylo dlouhou dobu předmětem diskuzí. Díky průniku neovulkanitů na styku bělokarpatské a bystrické jednotky bylo potvrzeno postorogenní stáří (Stráník et al. 1993). Navíc některá tělesa vulkanitů procházejí bez porušení napříč nejen nezdenickým zlomem, ale i násunovým zlomem bělokarpatské jednotky (Přichystal et al. 1998), což také ukazuje na potektonické stáří.

Pécskay et al. (2002) stanovili stáří hornin (trachybazaltů až bazaltických trachyandezitů) na základě K/Ar datování v rozptylu od  $14,76 \pm 1,18$  až  $13,36 \pm 0,53$  My, což odpovídá svrchnímu badenu až spodnímu sarmatu. Tyto hodnoty jsou blízké hodnotám uváděným v práci Přichystala et al. (1998), kteří měřili stáří uherskobrodských neovulkanitů. Volumetrická metoda (stanovení obsahu  $^{40}\text{Ar}$  volumetricky), kterou při zjišťování stáří použili, vypovídá o stáří  $13,5 \pm 0,4$  My, metoda izotopového ředění zase o stáří  $14,8 \pm 0,4$  My.

## 4. Výzkum xenolitů na Uherskobrodsku

Hluběji se výzkumem xenolitů začal zabývat mezi prvními Krystek (1955, 1958), ten navázal na členění Fialy (1954), který rozlišil xenolity v andezitech na dva hlavní druhy, a to xenolity sourodé, mezi které řadil útržky magmatických hornin, a xenolity cizorodé, k nimž patří útržky flyšových hornin. Xenolity sourodé dále Krystek (1955, 1958) klasifikoval jako amfibolicko-pyroxenický křemenný diorit (hrubozrnný), křemenný diorit (jemnozrnný), dále biotitický diorit a leukokratní diferenciáty křemenného dioritu. Všechny vzorky, na jejichž základě vytvořil toto členění, byly odebrány z lomu Bučník.

Na dalších lokalitách Krystek (1955, 1958) popsal ještě xenolity následující: z Nezdenic (lom u kyselky) gabro, gabrodiorit až diorit, diorit, leukokratní diorit, granodiorit a dioritové porfyry, v Bojkovicích (pod zámek Světlov) popisuje „malchit“, v Bystřici pod Lopeníkem pak amfibolicko-pyroxenický křemenný diorit a křemenný diorit.

Přichystal (1974) definuje, nad rámec členění užívaného Krystkem (1955, 1958), ještě xenolity rudní. Ty jsou tvořeny především pyrhotinem, zčásti přeměněným na pyrit, dále chalkopyritem, galenitem a sfaleritem a z nerudních minerálů pak křemenem, uhličitany a amfiboly.



## 5. Metodika

V terénní části proběhl odběr vzorků, jejich makroskopický popis a fotodokumentace lomu. Vzorky byly zpracovány pomocí pily Struers s diamantovým kotoučem. Ze vzorků byly vyrobeny na Katedře geologie PřF UPOL leštěné výbrusy. Výbrusy byly dále podrobeny studiu pod polarizačním mikroskopem Olympus BX-50p a Olympus BX-41.

Výbrusy byly podrobeny planimetrické analýze pomocí přístroje Eltinor 4. Ta byla provedena celkem na sedmi výbrusech. Na každém výbrusu bylo provedeno v průměru 1500–2000 bodů. V práci jsou užity zkratky minerálů podle Whitney a Evanse (2010): Ab – albit, Amp – amfibol, Ap – apatit, Bt – biotit, Cal – kalcit, Cb – karbonát, Chl – chlorit, Ep – epidot, Fsp – živce, Ilm – ilmenit, Kfs – K-živce, Opq – opakní minerály, Pl – plagioklas, Px – pyroxen, Py – pyrit, Ttn – titanit.

Následně byly výbrusy napařeny uhlíkem a byla provedena EDX analýza na rastrovacím elektronovém mikroskopu JEOL JXA-8600 na Katedře geologie PřF UPOL. EDX analýzy byly zpracovány a fotografie v režimu zpětně odražených elektronů zhotoveny Mgr. Jaroslavem Kapustou.

Pro zhotovení EDX analýzy bylo použito urychlovací napětí 15kV a proud svazku 10 nA. K analýze byly využity následující minerální standardy: diopsid (Mg, Ca), mikroklin (Si, K, Al), elementární mangan (Mn), magnetit (Fe), sfalerit (S, Zn), albit (Na), ilmenit (Ti), chromit (Cr).

Empirické vzorce byly přepočteny na následující počty kyslíku u jednotlivých minerálů: amfiboly (23), biotit (22), chlorit (14), ilmenit (3), karbonáty (3), pyroxeny (6), živce (8). Pyroxeny byly klasifikovány podle Morimota et al. (1988). Amfiboly byly klasifikovány podle Leakeho et al. (1997) a  $\text{Fe}^{3+}$  bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher 1996).

Vzorky xenolitů a hostitelských hornin byly dále rozemlety v planetovém mlýnku na Katedře geologie PřF UPOL. Celkový chemismus byl stanoven v laboratoři ACME ve Vancouveru, kde byly vzorky zmenšeny na vzorky analytické. Hlavní oxidy byly analyzovány použitím metody ICP-OES, ostatní prvky a REE byly zanalyzovány za pomoci metody ICP-MS. Na automatickém analyzátoru Leco byl stanoven celkový uhlík, síra a ztráta žíháním.

## 6. Výsledky

### 6.1 Terénní výzkum

Dnešní podoba lomu zahrnuje tři etáže. V lomu probíhá těžba trachyandezitu, klastických sedimentů a kontaktně metamorfovaných flyšových hornin na drcené kamenivo (obr. 5). Všechny vzorky byly odebrány z jz. stěny druhé etáže.



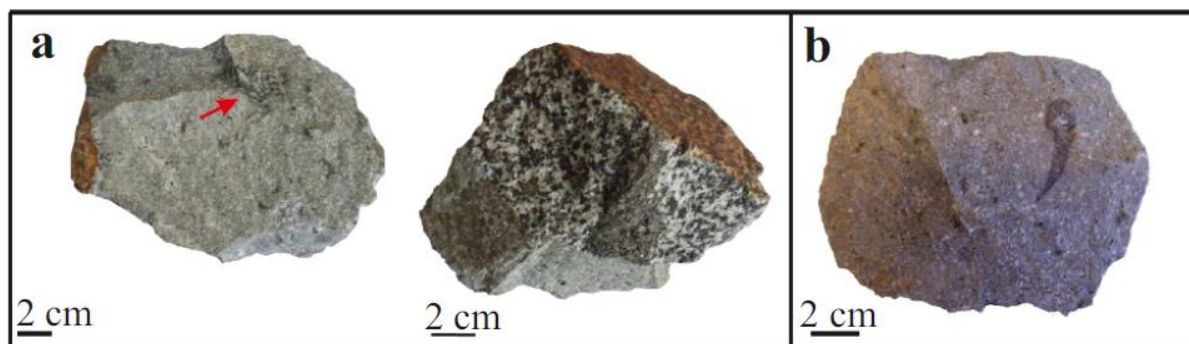
*Obr. 5: Jzv. stěna lomu se zvýrazněným kontaktem magmatických a kontaktně metamorfovaných hornin (7.11.2016).*

### 6.2 Makroskopický popis vzorků

Ke studiu bylo použito 14 vzorků xenolitů, z toho bylo vyčleněno 9 xenolitů hrubozrnných, 2 středně zrnité a 5 jemnozrnných (včetně rozdělení jednoho vzorku na světlejší a tmavší část, další vzorek byl na okraji jemnozrnný a ve středu hrubozrnný, obr. 6a vpravo, tab. 1). Nejmenší nalezený xenolit má rozměry 3x5 cm (vzorek č. 7, obr. 6a vlevo), zatímco největší min. 11x18 cm (původní velikost je neznámá, kontakt s trachyandezitem byl odlomen). Pro přehlednost jsou všechny vzorky stručně popsány v tab. 1.

Na čerstvém povrchu je barva xenolitů šedozelená až tmavá zelenošedá. Na navětralém povrchu jsou oranžovošedé až zelenočerné. Makroskopicky jsou rozpoznatelné šedobílé lišty plagioklasu o velikosti od 0,5 do 4 mm se zřetelnou štěpností a sloupce černého amfibolu s dobrou prizmatickou štěpností (velikost od 1 mm do 3 mm). Ze sekundárních minerálů lze pozorovat chlorit (pseudomorfózy po pyroxenu uzavřené v amfibolu), dále pak drobná zrnka pyritu (max. 1 mm) zlatavé barvy s pestrými náběhovými barvami. Textura horniny je všesměrně zrnitá a kompaktní.

Hostitelský trachyandezit má na čerstvém lomu šedou, případně mírně nažloutlou barvu. Na navětralém povrchu je barva žlutošedá až růžovošedá. Makroskopicky jsou rozpoznatelné šedobílé tabulky plagioklasu s nepříliš zřetelnou štěpností o velikosti až 3 mm, sloupečky černého amfibolu s dobrou štěpností o velikosti 1 až 8 mm, hnědočerné drobné šupiny biotitu (kolem 1 mm) a silně chloritizovaná zrna pyroxenu (1,5 až 3 mm, obr. 6b). Hornina má holokrystalickou nestejně zrnitou trachytickou strukturu s jemnozrnnou základní hmotou a fenokrysty o velikosti až 8 mm. Textura je všesměrně zrnitá a kompaktní. Vzorky jsou bez makroskopicky znatelného kontaktního lemu mezi xenolitem a trachyandezitem (obr. 6a). Některé vzorky jsou protnuty hydrotermálními žilkami, které tvoří karbonáty a opakní minerály.



Obr. 6: Xenolity, (a) hrubozrnné (zleva vzorky 7V, 11V), (b) jemnozrnný (vzorek č. 13V), uzavřené v hostitelském trachyandezitu. Na vzorku 7V je šipkou vyznačen hrubozrnný xenolit izometrického tvaru. Ve vzorku 11V se nachází shluk tmavých minerálů obklopený relativně světlejší částí xenolitu. Xenolit ze vzorku 13V má nezvykle protáhlý tvar.

Tab. 1: Charakteristika jednotlivých vzorků xenolitů.

| Označení | Popis  |
|----------|--|
| 1V       | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň. Tmavé minerály jsou silně chloritizovány. Žilky se ve vzorku nenacházejí.   |
| 2V       | Středně zrnitý xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň. Tmavé minerály jsou slabě chloritizovány. Žilky se ve vzorku nenacházejí.  |
| 3V       | Jemnozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň, zatímco barva navětralého povrchu je zelenočerná. Tvar xenolitu nelze posoudit – zachoval se pouze zlomek okolního trachyandezitu. Velikost větší než 12x23 cm. Tmavé minerály jsou slabě chloritizovány. Ve vzorku se vyskytuje karbonátová žilka se zrudněním (pyrit?). |
| 4V       | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň. Tvar je izometrický. Velikost je 1x1 cm. Tmavé minerály jsou slabě chloritizovány. Žilky se ve vzorku nenacházejí.  |
| 5V       | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň. Izometrický tvar. Velikost je 8x9 cm. Tmavé minerály jsou slabě narušeny chloritizací. Žilky se ve vzorku nenacházejí.  |
| 6V       | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň. Tmavé minerály jsou postiženy středně silnou chloritizací. Žilky se ve vzorku nenacházejí.  |
| 7V       | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň. Tvar je elipsovitý. Velikost je 3x5 cm. Mafické minerály jsou postiženy středně silnou chloritizací. Žilky se ve vzorku nenacházejí.  |
| 8V       | Jemnozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je tmavě šedá. Tvar je víceméně izometrický. Velikost je 3x4 cm. Mafické minerály jsou slabě chloritizovány. Ve vzorku se vyskytuje karbonátová žilka.  |
| 9V       | Středně zrnitý xenolit. Barva čerstvého povrchu je tmavě šedá. Tmavé minerály jsou postiženy středně silnou chloritizací. Žilky se ve vzorku nenacházejí.  |
| 10V      | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozeleň, zatímco barva navětralého povrchu je zelenočerná. Tvar ani původní velikost nelze určit, protože se nedochoval kontakt s trachyandezitem. Velikost přesahuje 18x12 cm. Tmavé minerály jsou silně chloritizovány. Žilky se ve vzorku nenacházejí.                          |

Tab. 1: Charakteristika jednotlivých vzorků xenolitů (pokračování).

| Označení | Popis   |
|----------|---|
| 11VSv    | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozelená, zatímco barva navětralého povrchu je oranžovošedá. Tvar je izometrický. Velikost původního xenolitu přesahuje 6x13 cm. Tmavé minerály jsou postiženy středně silnou chloritizací. Žilky se ve vzorku nenacházejí.   |
| 11VTm    | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je černozeleňá. Tvar je sloupcovitý. Velikost je 3x6 cm. Ve vzorku se nachází především tmavé minerály, světlé minerály nejsou rozpoznatelné. Tmavé minerály jsou postiženy středně silnou chloritizací. Žilky se v této části vzorku nenacházejí.   |
| 12V      | Jemnozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozelená. Nejsou makroskopicky rozeznatelné žádné minerály. Hornina je postižena středně silnou alterací. Ve vzorku se nacházejí drobné žilky nesoucí rudní mineralizaci.   |
| 13V      | Jemnozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je tmavě šedá. Tvar je protáhlý a zužující se. Velikost je 1,5x6 cm. Makroskopicky nejsou rozeznatelné žádné minerály. Tento vzorek obsahuje o něco méně rudních zrn než ostatní vzorky. Míru alterace nelze makroskopicky posoudit. Žilky se ve vzorku nenacházejí.   |
| 14Va     | Barva čerstvého povrchu je šedozelená, zatímco barva navětralého povrchu je zelenočerná. Původní tvar ani velikost celého xenolitu (14V) nelze určit, protože není zachován kontakt trachyandezitu. Původní velikost přesahuje 12x16 cm, přičemž jemnozrná partie představuje asi 3 cm silný lem kolem partie hrubozrné. Minerály (jemnozrné části) nejsou makroskopicky rozeznatelné. Tmavé minerály jsou postiženy slabou až středně silnou alterací. Žilky se ve vzorku nenacházejí. |
| 14Vb     | Hrubozrný xenolit. Barva čerstvého povrchu je šedozelená, zatímco barva navětralého povrchu je zelenočerná. Velikost této části je asi 9x12 cm. Tmavé minerály jsou postiženy slabou až středně silnou chloritizací. Žilky se ve vzorku nenacházejí.  |

## 6.3 Mikroskopický popis vzorků

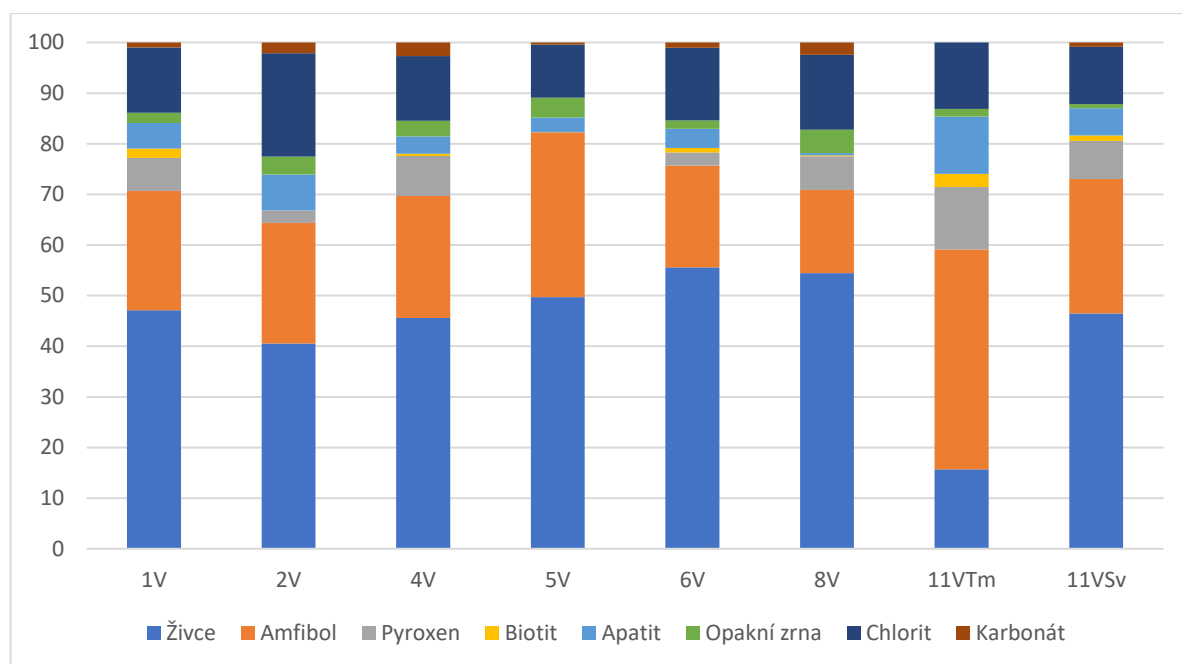
### 6.3.1 Xenolity

Minerální součásti v xenolitech jsou zcela vykrytalované, veškerý prostor vyplňují zrna plagioklasů, amfibolů, případně reliktů pyroxenů, dále v akcesorickém množství zrna apatitu, biotitu, opakních minerálů a sekundárních minerálů – chloritů či karbonátů, dále ilmenit, titanit a opakní zrna. Struktura xenolitů je holokrystalická, převážně středně zrnitá až hrubozrná a gabrově zrnitá.

Nejčtenějším minerálem xenolitů je plagioklas. Zaujímá přibližně 40–56 obj. % (výjimkou je pouze vzorek 11VTm s anomálním nahloučením tmavých minerálů, tab. 2, obr. 7). Jeho zrna ve výbruse tvoří tlusté tabulky omezené převážně hypautomorfně či xenomorfně. Na zrnech jsou patrné četné praskliny a štěpné trhliny. Velikost zrn se pohybuje od 0,4 do 2,1 mm. V PPL jsou zrna bezbarvá. V XPL vykazují nízký dvojlom. Častým jevem je polysyntetické lamelování, některá zrna dvojčatí i podle karlovarského zákona (obr. 8a). Růstová zonálnost nebyla pozorována. Zrna jsou téměř bez přeměn, pouze na trhlinách se objevuje slabá kaolinizace a novotvořené alkalické živce (albit a K-živec). V mafické enklávě vzorku 11bV jsou plagioklasy přeměnami zasaženy více. V tabulce (tab. 2) i v grafu (obr. 7) jsou živce uváděny souhrnně, protože v mikroskopu byly novotvořené živce špatně odlišitelné od původních plagioklasů a vyskytovaly se pouze akcesoricky.

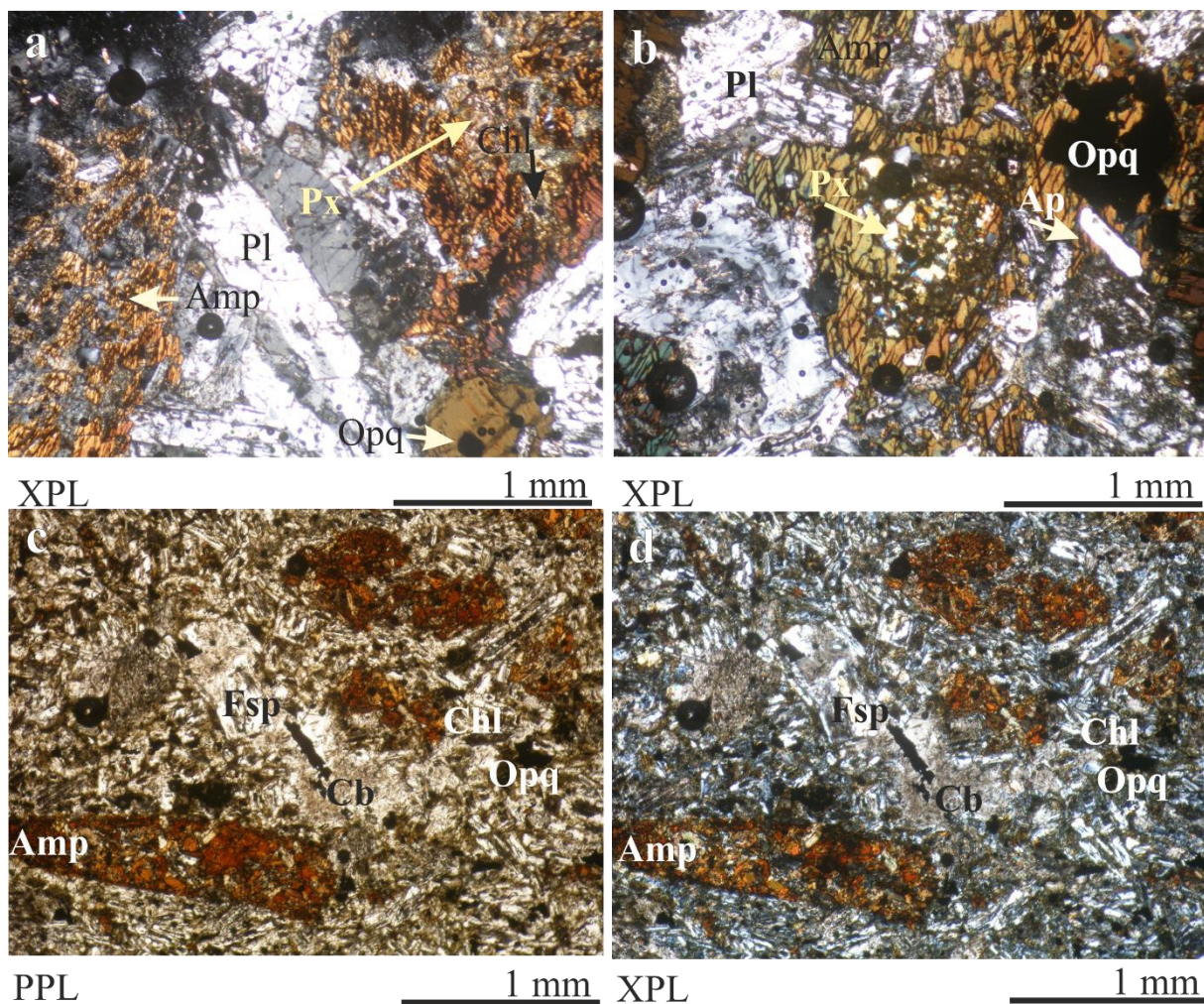
Tab. 2: Zastoupení jednotlivých minerálů v xenolitech (v %).

| Xenolity    |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Vzorek      | 1V    | 2V    | 4V    | 5V    | 6V    | 8V    | 11VTm | 11VSv |
| Živec       | 47,10 | 40,53 | 45,57 | 49,67 | 55,56 | 54,44 | 15,70 | 46,49 |
| Amfibol     | 23,59 | 23,86 | 24,09 | 32,61 | 20,16 | 16,45 | 43,44 | 26,56 |
| Pyroxen     | 6,53  | 2,46  | 7,91  | 0,03  | 2,58  | 6,63  | 12,31 | 7,49  |
| Biotit      | 1,81  | —     | 0,47  | —     | 0,86  | 0,17  | 2,57  | 1,08  |
| Karbonát    | 1,00  | 2,11  | 2,72  | 0,40  | 1,03  | 2,41  | —     | 0,85  |
| Chlorit     | 12,89 | 20,44 | 12,75 | 10,50 | 14,38 | 14,81 | 13,13 | 11,35 |
| Apatit      | 5,08  | 7,11  | 3,42  | 2,84  | 3,79  | 0,43  | 11,37 | 5,41  |
| Opakní zrna | 2,00  | 3,51  | 3,07  | 3,96  | 1,64  | 4,65  | 1,49  | 0,77  |



Obr. 7: Histogram zastoupení jednotlivých minerálů v xenolitech (v %).

Amfiboly jsou v xenolitech druhým nejpočetnějším minerálem. Zastoupení amfibolů odpovídá průměrně přibližně 27 obj. % (tab. 2, obr. 7). Zrna jsou v průřezech protažená v jednom směru nebo nepravidelná, omezená hypautomorfně, častěji však xenomorfně. V příčných průřezích lze pozorovat dva systémy štěpných trhlin. Velikost zrn je od 0,3 do 3,4 mm. V PPL mají zrna světle hnědou barvu. Ve směru osy X vykazují zrna barvu světlou žlutohnědou, ve směru osy Y barvu tmavší žlutohnědou a ve směru osy Z barvu hnědočervenou, jsou tedy silně pleochroická. Zonálnost amfibolů není patrná. Dvojlom je střední až vyšší, ale mnohdy jsou interferenční barvy překryty vlastní barvou minerálu. Zrna zhášejí šikmo vůči štěpnosti. Hodnoty úhlů zhášení odpovídají  $\gamma/Z = 27^\circ$ . Disyntetické lamely nejsou ve vzorcích znatelné. Zrna jsou narušena v různém stupni chloritizací, a to především na okrajích a trhlinách. V některých vzorcích je možné pozorovat částečný rozpad zrn v důsledku přeměn (obr. 8b, 8c, 8d, 9a, 9b). Amfiboly v sobě často uzavírají zrna apatitu, plagioklasu a opakních minerálů. Některá zrna uzavírají silně chloritizované relikt pyroxenu.



Obr. 8: Mikroskopické snímky xenolitů; (a) dvojčatění plagioklasů podle karlovarského zákona, v pravé části snímku silně chloritizovaný pyroxen uzavřený v amfibolu (vzorek 2V); (b) nepravidelná opakní zrna uzavřená amfibolem společně s hypautomorfně omezenými zrny apatitu (vzorek 2V); (c), (d) karbonátová žilka uvnitř jemnozrnného, středně alterovaného xenolitu (vzorek 8V).

Pyroxeny se ve vzorcích vyskytují jako silně přeměněné reliktů obklopené amfiboly (obr. 8a) v množství cca necelých 6 obj. % (tab. 2, obr. 7). Barva zrn odpovídá světle hnědé až krémově bílé, místy jsou zrna zbarvena dozelená. Zrna nevykazují pleochroismus. Jsou xenomorfně omezena a mají nepravidelný tvar. Jejich velikost se pohybuje kolem 0,2 až 1,4 mm. V XPL vykazují především střední dvojlom, méně pak nízký. Zhášení není možné určit vzhledem k silnému poškození chloritizací (obr. 8a).

Biotit se ve vzorcích nachází v množství pod 1 obj. %. Barva minerálu je hnědá, zrna vykazují silný pleochroismus, a to podle osy X mají barvu světle hnědou a podle osy Y / Z mají barvu tmavě hnědou. Tvoří hypautomorfně omezené tabulky. V XPL jsou interferenční barvy



překryty vlastní barvou minerálu. Zrna zhášejí rovnoběžně se štěpností. Biotit uzavírá inkluze opakních minerálů.

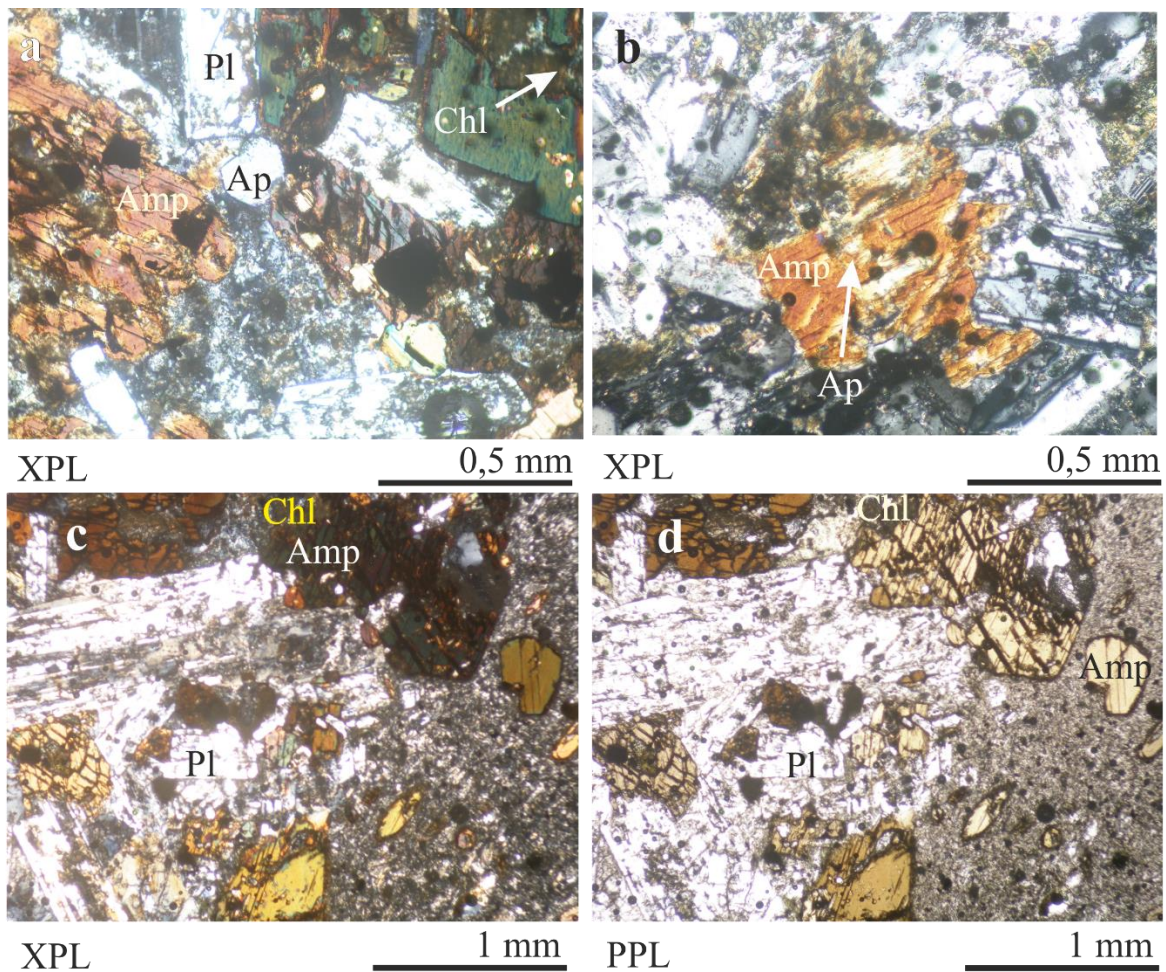
Zrna apatitu představují asi 5 obj. %, jsou bezbarvá a dosahují velikosti od 0,1 do 0,35 mm. Většina zrn je omezena automorfně – ve výbrusech je možné vidět pravidelné šestiboké průřezy, případně protažená zrna. Jen některá zrna mají nepravidelný průřez. Zrna apatitu mají nízký dvojlom. Vyskytují se nejčastěji uzavřená v amfibolech (obr. 8b).

Opakní zrna jsou zastoupena asi 2,5 obj. %. Tvoří především inkluze v amfibolech, ale vyskytují se i v ostatních minerálech a mezi jejich zrny nebo v pseudomorfózách po tmavých minerálech, kde jsou prokazatelně sekundárního původu. Místy mohou tvořit lištovité nebo čtvercovité průřezy s automorfním omezením (obr. 8a). V mafické enklávě vzorku 11bV se vyskytují ve vyšší koncentraci.

Ze sekundárních minerálů jsou dále zastoupeny zejména chlority, karbonáty, sekundární živec, titanit a ilmenit. Chlority ve výbruse tvoří jednak šupinky, které jsou omezeny především hypautomorfně. Také se vyskytuje v pseudomorfózách po tmavých minerálech, zejména pyroxenu. Chlority vykazují velmi nízký dvojlom, místy se nacházejí zrna s anomálními interferenčními barvami – jak levandulově modrou, tak i olivově zelenou. Karbonáty vykazují dokonalou štěpnost podle klence. Ve studovaných vzorcích tvoří drobné žilky či zatlačují primární tmavé minerály (obr. 8c, 8d). Jsou xenomorfně omezené. V XPL mají velmi vysoký dvojlom (bílá interferenční barva vyššího řádu). Místy je možno pozorovat douškování. Ostatní sekundární minerály byly identifikovány na elektronové mikroskopii. Xenomorfní zrna alkalických živců (K-živec a albit) byla zjištěna na okrajích a trhlinách zrn plagioklasů. Lišty ilmenitu a xenomorfní nepravidelná zrna titanitu pak byla spolu s chloritem zastížena v pseudomorfózách po pyroxenu.

Jak je tedy možno vidět na histogramu (obr. 7), z hlediska kvantitativního i kvalitativního je minerální složení jednotlivých vzorků xenolitů víceméně totožné bez ohledu na zrnitost – nejpočetnějšími minerály jsou živec, především plagioklas. Jinak tomu je právě u výbrusu 11bV, resp. v jeho mafické enklávě. Tam se vyskytuje více amfibolů než plagioklasů (obr. 9a). V této tmavší partii najdeme také poměrně více pyroxenu a biotitu, resp. všech mafických minerálů, než je tomu ve zbylé části xenolitu.

Mezi xenolity a okolními trachyandezity nebyl na žádném ze vzorků zaznamenán kontaktní lem (obr. 9c, 9d).



Obr. 9: Mikroskopické snímky xenolitů; vzorek 11V: tmavší (a) a světlejší (b) partie xenolitu; (a) hypautomorfně omezená zrna amfibolů narušená chloritizací, s inkluzemi hypautomorfně omezených zrn apatitu, dále hypautomorfně omezená zrna plagioklasu; (b) silně chloritizované zrna amfibolu s automorfní inkluzí apatitu obklopené hypautomorfně omezenými zrny plagioklasu; vzorek 2V (c), (d) kontakt xenolitu s trachyandezitem postrádá reakční lem.

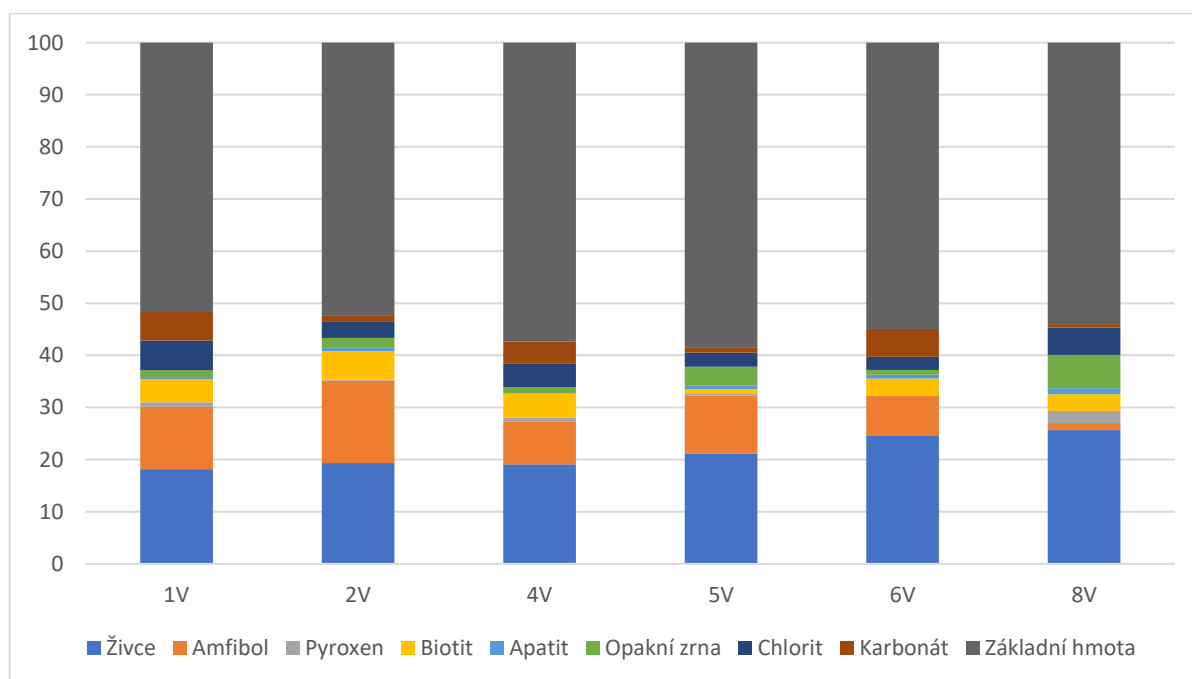
### 6.3.2 Hostitelské horniny

Hostitelské trachyandezity jsou tvořeny především fenokrysty plagioklasu, amfibolu a pyroxenu nebo jeho relikty, dále pak tabulkami biotitu, akcesoricky také zrny apatitu, opakními minerály, sekundárními chlority a karbonáty (tab. 3). Základní hmota obklopuje uvedená zrna a skládá se z drobných xenomorfně, místy hypautomorfně omezených lišt plagioklasu, méně pak z drobných xenomorfně až hypautomorfně omezených tabulek K-živce. Struktura horniny je holokrystalická, nestejně zrnitá s trachytickou jemnozrnou základní hmotou a všesměrně orientovanými fenokrysty. Textura je tedy všesměrně zrnitá a kompaktní. Z histogramu (obr. 10) je patrné, že i vzorky hostitelských trachyandezitů jsou si

svým minerálním složením kvantitativně i kvalitativně velmi podobné. Jediný rozdílnější vzorek je 8V, který se liší zrnitostí a vyšším stupněm alterace.

Tab. 3: Zastoupení jednotlivých minerálů v trachyandezitech (v %).

| Trachyandezity |       |       |       |       |       |       |
|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Vzorek         | 1V    | 2V    | 4V    | 5V    | 6V    | 8V    |
| Živce          | 18,14 | 19,33 | 19,08 | 21,09 | 24,66 | 25,65 |
| Amfibol        | 12,03 | 15,87 | 8,26  | 11,18 | 7,57  | 1,36  |
| Pyroxen        | 0,84  | 0,13  | 0,73  | 0,45  | —     | 2,30  |
| Biotit         | 4,43  | 5,47  | 4,62  | 0,82  | 3,30  | 3,25  |
| Karbonát       | 5,49  | 1,33  | 4,25  | 1,00  | 5,34  | 0,63  |
| Chlorit        | 5,70  | 3,07  | 4,50  | 2,73  | 2,52  | 5,24  |
| Apatit         | 0,21  | 0,67  | 0,12  | 0,73  | 0,78  | 1,15  |
| Opakní zrna    | 1,48  | 1,87  | 1,09  | 3,55  | 0,87  | 6,39  |
| Základní hmota | 51,69 | 52,27 | 57,35 | 58,45 | 54,95 | 54,03 |



Obr. 10: Histogram zastoupení jednotlivých minerálů v trachyandezitech (v %).

Plagioklasy představují i v trachyandezitu nejpočetněji zastoupený minerál, a to asi s 21 obj. % (tab 3, obr. 10). Porfyrické vyrostlice vytváří tabulky, které jsou převážně automorfně či hypautomorfně omezené, obsahují četné štěpné trhliny i praskliny a jeví známky

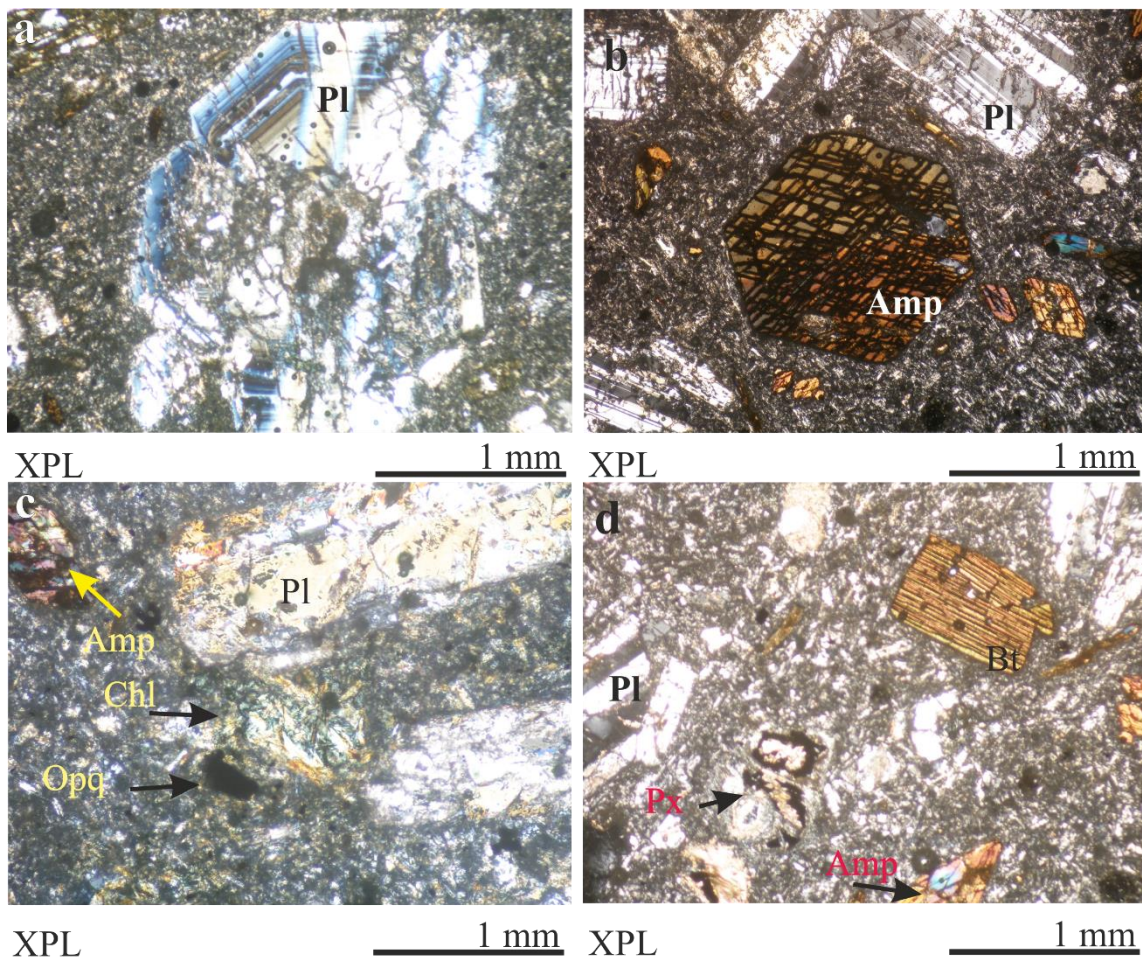
magmatické koroze (obr. 11a). Jejich velikost se pohybuje v rozmezí 0,6 až 2,8 mm. Při pozorování s vysunutým analyzátozem jsou zrna bezbarvá, se zasunutým analyzátozem vykazují nízký dvojlom a polysyntetické lamelování. Většina fenokrystů je oscilačně zonální. Místy se sdružují do nepravidelných shluků. Zrna jsou zčásti postižena kaolinizací, a to zejména na okrajích a trhlinách. Jak již bylo zmíněno výše, v základní hmotě se vyskytují drobné lišty především plagioklasu, v menší míře K-živce, které jsou omezeny především xenomorfně. Živce v základní hmotě dosahují velikosti asi od 20  $\mu\text{m}$  do 120  $\mu\text{m}$ .

Amfiboly jsou i v trachyandezitech druhým nejpočetnějším minerálem. Tvoří asi 10 obj. % horniny (tab. 3, obr. 10) a vyskytují se pouze jako porfyrické vyrostlice. Zrna jsou omezena hypautomorfně či automorfně. Příčné průřezy mají tvar pravidelných šestiúhelníků a lze u nich pozorovat dva systémy štěpných trhlin (obr. 11b). Dosahují velikosti od 0,25 do 0,8 mm. Barva a pleochroismus amfibolů z trachyandezitů jsou stejné jako u amfibolů z xenolitů. Amfiboly jeví v PPL většinou slabou růstovou oscilační zonálnost, ale u některých vyrostlic není příliš patrná. Dvojlom je nízký až střední a mnohdy jsou interferenční barvy překryty vlastní barvou minerálu. Zrna zhášejí šikmo vůči štěpnosti ( $\gamma/Z = 26^\circ$ ). Disyntetické lamely se ve vyrostlicích vyskytují poměrně často (obr. 11b). Fenokrysty jsou narušeny magmatickou korozí a střední až silnou chloritizací, a to především na svých okrajích a trhlinách. Amfiboly uzavírají zrna apatitu a opakní minerály v menší míře než v xenolitech.

Pyroxeny se ve vzorcích vyskytují v zastoupení cca 1 obj. %, a to jako přeměnami silně zasažené vyrostlice nebo pouhé relikty, časté jsou i úplné pseudomorfózy chloritu po pyroxenu (obr. 11c, 11d). Jejich velikost se pohybuje v rozmezí 0,2 až 1,4 mm. Zrna pyroxenu jsou při pozorování s vysunutým analyzátozem bezbarvá, případně smetanově bílá nebo nazelenalá. Pleochroismus se u pyroxenu ve vzorcích neprojevuje. Dvojlom mají nízký až střední. Zhášení není možné určit vzhledem k silné chloritizaci.

Biotit představuje necelá 4 obj. % horniny. Je silně pleochroický (od světlé žlutohnědé ve směru osy X do červenohnědé ve směru osy Y / Z). Tvoří automorfně či hypautomorfně omezené tabulky. V XPL jsou interferenční barvy většinou překryty vlastní barvou minerálu, místy lze vidět nízký až střední dvojlom. Lupeny biotitu zhášejí rovnoběžně se štěpností a uzavírají inkluze opakních minerálů a apatitu (obr. 11d). Tabulky jsou lehce zasaženy magmatickou korozí.

Dalším minerálem je apatit, jehož krátce sloupcovité porfyrické vyrostlice dosahují velikosti od 0,1 mm do 0,35 mm a představují necelé 1 obj. % horniny. Sloupečky jsou omezeny především automorfně a mají pravidelné šestiboké průřezy. Některá zrna mají i nepravidelný průřez. Apatit vykazuje v XPL nízký dvojlom.



Obr. 11: Mikroskopické snímky trachyandezitů; (a) zonální vyrostlice plagioklasu postižená magmatickou korozí (vzorek 8V); (b) automorfně omezená vyrostlice amfibolu s disyntetickou lamelou a inkluzemi apatitu, dále jsou na snímku vidět hypautomorfně omezené vyrostlice plagioklasu s polysyntetickými lamelami (vzorek 2V); (c) pseudomorfóza chloritu po pyroxenu s anomální interferenční barvou, obklopená hypautomorfně omezenými vyrostlicemi plagioklasů, opakními minerály a základní hmotou, v níž se nachází magmatickou korozí postižená vyrostlice amfibolu (vzorek 2V); (d) pseudomorfóza chloritu a opakních minerálů po pyroxenu, vpravo vyrostlice biotitu s inkluzemi apatitu (vzorek 2V).

Opakní zrna tvoří asi 2,5 obj. % horniny. Jsou převážně sekundárního původu. Vytváří především xenomorfně omezené inkluze převážně nepravidelných tvarů, některé jsou ale izometrické. Nacházejí se především uzavřené v amfibolech a pyroxenech (nebo jejich relikttech) a v základní hmotě (obr. 11c, 11d).

Chlority v trachyandezitech mají obdobné vlastnosti jako v xenolitech. Chloritizace postihuje také především pyroxeny, amfiboly méně. Vyskytuje se zde i slabá, místy středně

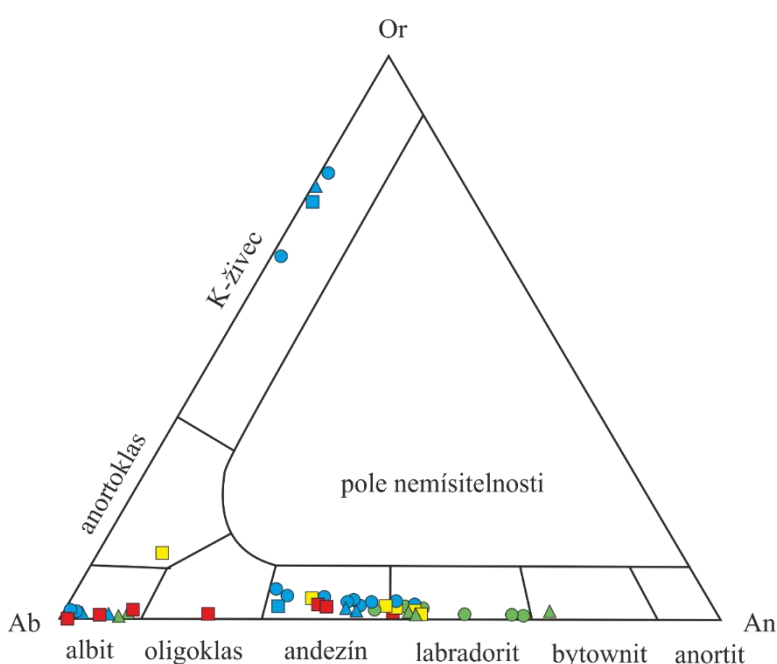
silná chloritizace základní hmoty. Chlority zde vykazují především velmi nízký dvojlom, místy také anomální interferenční barvy jako v xenolitech (především olivově zelenou).

Karbonáty se zde také vyskytují v podobě žilek a mají obdobné vlastnosti jako v xenolitech. Douškování na zrnech patrné není. Na trhlinách a okrajích zrn plagioklasů nebo reliktních mafických minerálů se také vyskytuje sekundární K-živce i albit.

## 6.4 Chemismus minerálů

### 6.4.1 Živce

Z živců byly analyzovány primární i sekundární plagioklas a K-živce (příloha 1). Plagioklas v xenolitech jsou chemicky poměrně homogenní, místy přeměněné na albit, a to hlavně na okrajích zrn či na trhlinách. Bazicitou odpovídají především andezínu až labradoritu ( $An_{43-56}$ , obr. 12). Výjimkou jsou oválné inkluze plagioklasu v amfibolu (obr. 13a), které byly vzácně zastiženy ve vzorcích 2V a 5V. Tyto plagioklas odpovídají svým složením labradoritu až bytownitu ( $An_{68-75}$ ). Sekundární živce v xenolitech odpovídají především albitu ( $An_{01-09}$ , příloha 1, analýza 16).

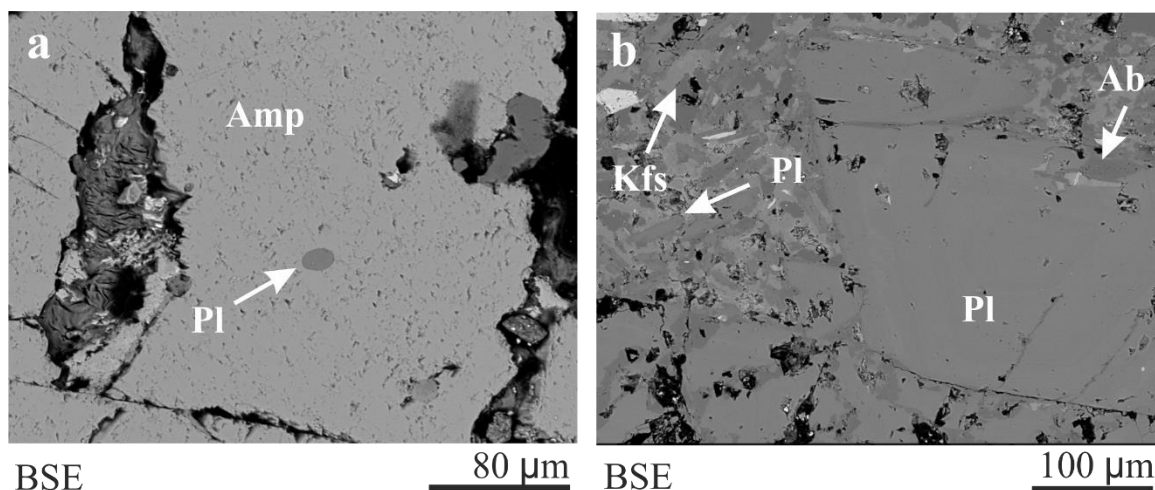


Obr. 12: Diagram pro klasifikaci živců v ternární soustavě Or-Ab-An.

#### Legenda

- světlejší partie xenolitu (11V)
- tmavší partie xenolitu (11V)
- trachyandezit (11V)
- xenolit (5V)
- trachyandezit (5V)
- ▲ xenolit (2V)
- ▲ trachyandezit (2V)

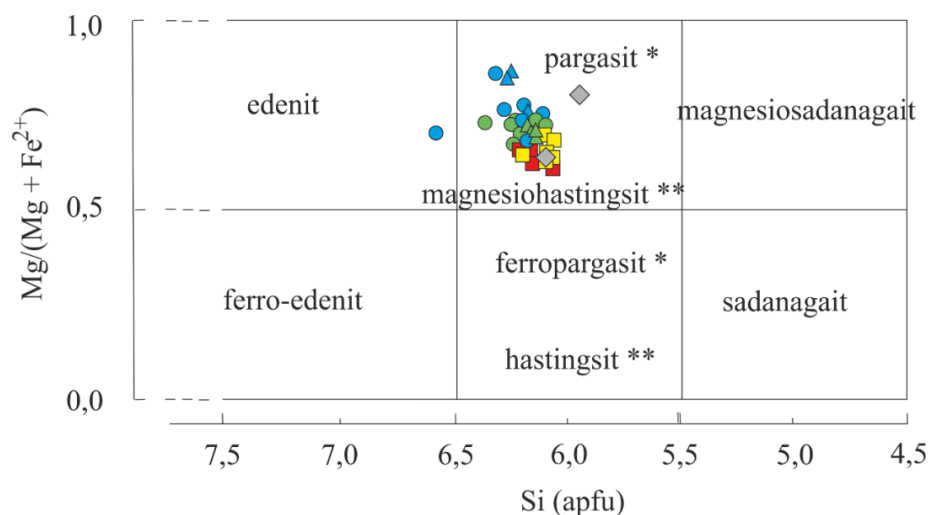
Živce se podílejí také na stavbě základní hmoty trachyandezitu, kde se vyskytují především plagioklasy odpovídající svým složením andezínu až labradoritu ( $An_{37-53}$ ), v menší míře pak albitu a K-živci. Vyrostlice v základní hmotě jsou tvořeny primárními živci o bazicitě odpovídající andezínu, méně také labradoritu ( $An_{42-51}$ ) (obr. 12). Často je v BSE k vidění oscilační růstová zonálnost (obr. 13b). Sekundární živce v trachyandezitech odpovídají albitu ( $An_{00-05}$ ) a K-živci.



Obr. 13: Snímky v BSE z elektronové mikrosondy; (a) oválná inkluze bytownitu v amfibolu (vzorek 2V – xenolit); (b) snímek z trachyandezitu (vzorek 5V), v jehož středu se nachází vyrostlice plagioklasu s oscilační růstovou zonálností, obklopuje ji základní hmota tvořená převážně plagioklasy (andezíny), méně pak K-živci, při okraji vyrostlice se druhotně vytvořil albit.

#### 6.4.2 Amfiboly

Amfiboly z xenolitů i trachyandezitů spadají v klasifikaci Leakeho et al. (1977) do pole magnesianhastingsitu a pargasitu (příloha 2). Vzhledem k tomu, že v těchto amfibolech je v oktaedrické pozici více železa než hliníku, jedná se o magnesianhastingsity (obr. 14). Jedinou výjimkou je střed zonálního amfibolu v hostitelském trachyandezitu (vzorek 5V), který má vyšší hodnoty křemíku a může být klasifikován jako edenit. Hodnoty Si dosahují v xenolitech od 6,06 do 6,35 apfu, v trachyandezitech pak od 6,12 do 6,55 apfu. Poměr  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  dosahuje v xenolitech hodnot od 0,60 do 0,73 a v trachyandezitech od 0,69 do 0,86. V xenolitech se zonální amfiboly nevyskytují (obr. 15a), na rozdíl od amfibolů v trachyandezitech, které vykazují oscilační zonálnost (obr. 15b).



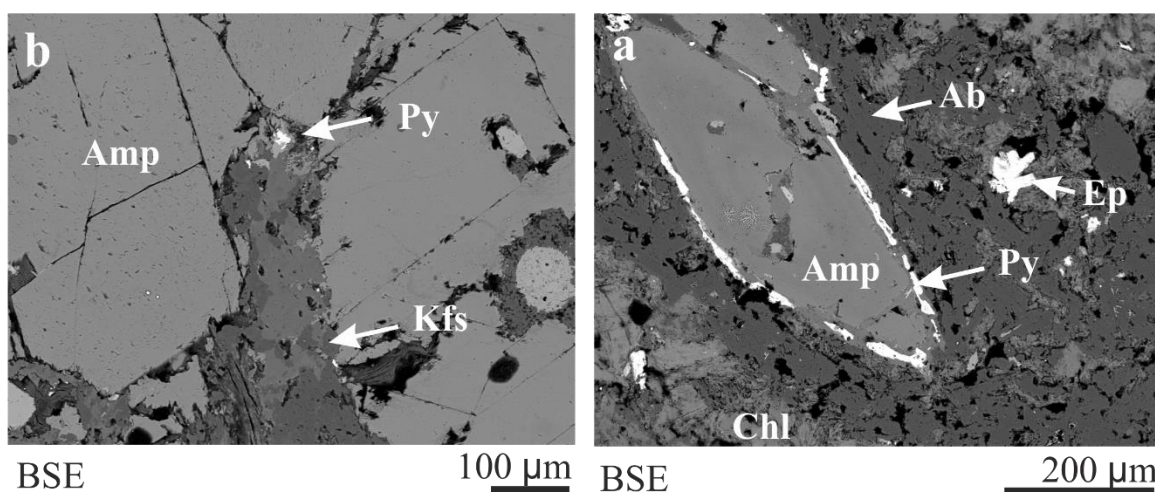
\* $^{VI}Al \geq Fe^{3+}$

\*\* $^{VI}Al < Fe^{3+}$

#### Legenda

- světlejší partie xenolitu (11V)
- tmavší partie xenolitu (11V)
- xenolit (5V)
- trachyandezit (5V)
- ▲ xenolit (2V)
- ▲ trachyandezit (2V)
- ◆ trachyandezit z Bučníku

Obr. 14: Klasifikační diagram pro vápenaté amfiboly (parametry:  $C_{AB} \geq 1,50$ ;  $(Na + K)_A \geq 0,50$ ;  $Ti < 0,50$ ) podle Leakeho et al. (1997) na základě obsahu Si a poměru  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ; analýza amfibolu z trachyandezitu z Bučníku převzata pro srovnání ze Štrublikové (2015).

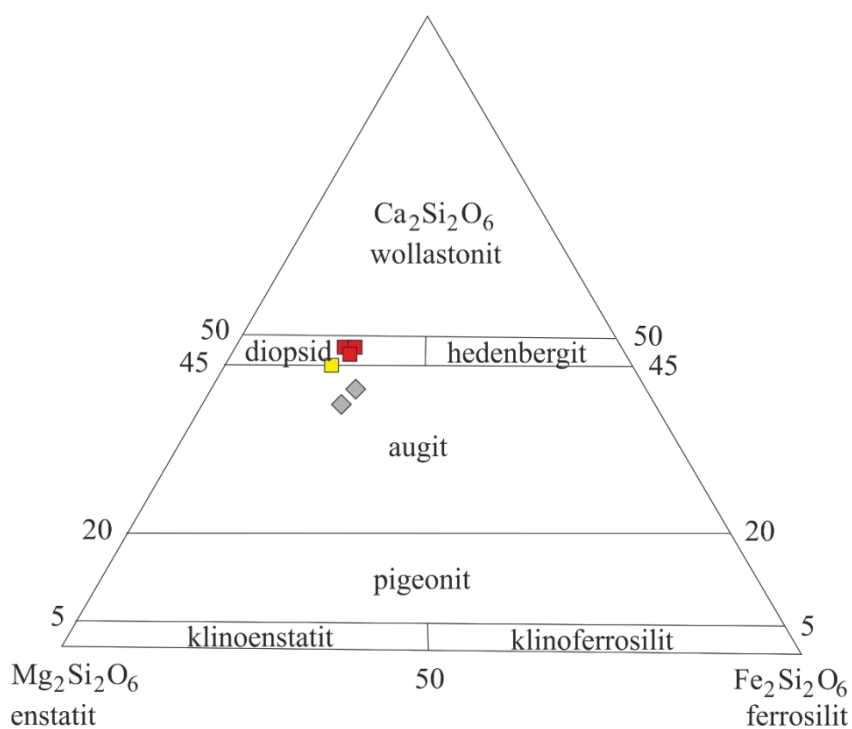


Obr. 15: (a) Vyrostlice amfibolu bez zonálnosti (vzorek 11V – xenolit); (b) porfyrická vyrostlice amfibolu s oscilační růstovou zonálností (vzorek 2V – trachyandezit).



### 6.4.3 Pyroxeny

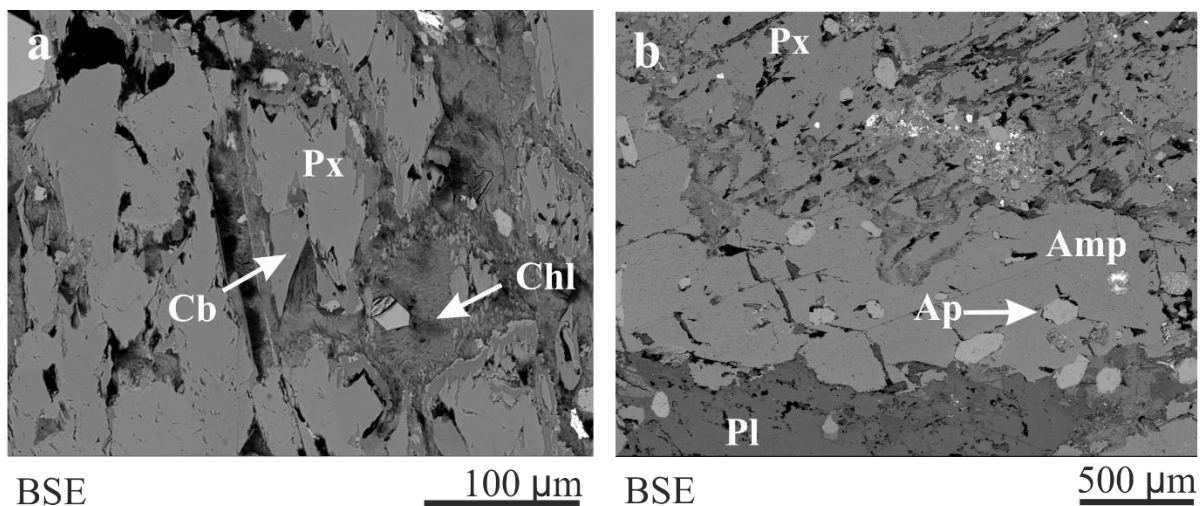
Pyroxeny byly určeny po vynesení do klasifikace podle Morimota et al. (1988, obr. 16) jako diopsidy, přičemž všechny analýzy pocházejí z reliktních pyroxenů ze světlejší či tmavší části xenolitu vzorku 11bV. Růstovou zonálnost tedy nebylo možno posoudit (obr. 17a, 17b), ale jednotlivé analyzované relikty se mírně liší v obsazích oxidů hlavních prvků (příloha 3).



#### Legenda

- světlejší partie xenolitu (11V)
- tmavší partie xenolitu (11V)
- ◆ trachyandezit z Bučníku

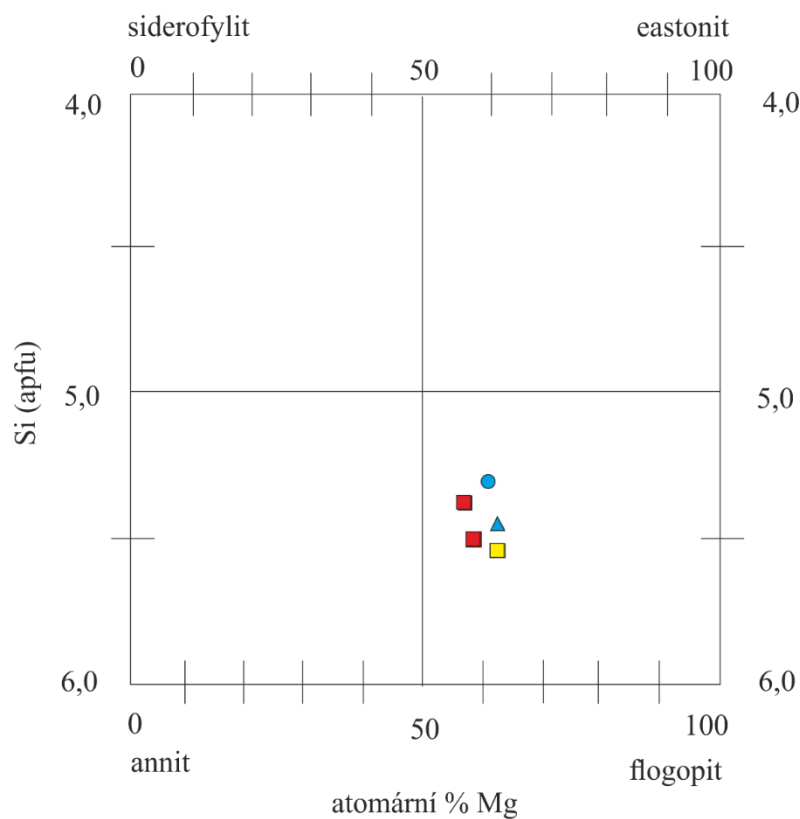
Obr. 16: Klasifikační diagram pro pyroxeny; analýzy pyroxenů z trachyandezitů z Bučníku převzaty pro srovnání ze Štrublikové (2015).



Obr. 17: Pyroxeny ve vzorku xenolitu 11V; (a) silně narušené zrno pyroxenu chloritizací a karbonatizací; (b) silně narušené zrno uzavřené v amfibolu.

#### 6.4.4 Biotit

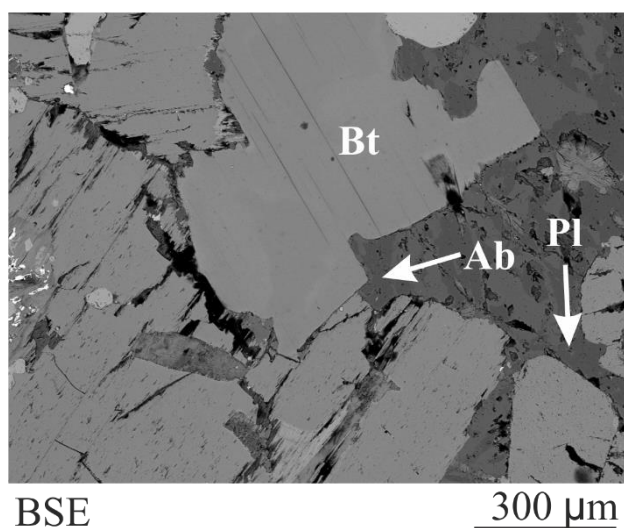
Dále byly analyzovány biotity, které spadají podle Riedera et al. (1998) do pole flogopitu (obr. 18). Hodnoty Si v biotitech odpovídaly rozmezí od 5,45 do 5,50 apfu v xenolitech a v trachyandezitech odpovídaly rozmezí od 5,41 do 5,51 apfu, at. % Mg od 57,41 do 61,87 v xenolitech a od 60,29 do 60,75 v trachyandezitech (příloha 4). Některé lupeny v xenolitech vykazují slabou růstovou zonálnost (obr. 19). Tato zonálnost je způsobena rozdílnými obsahy Ti. Světlejší část obsahuje více Ti, zatímco ta tmavší obsahuje méně Ti.



Obr. 18: Klasifikační diagram pro biotity dle Riedera et al. (1998).

#### Legenda

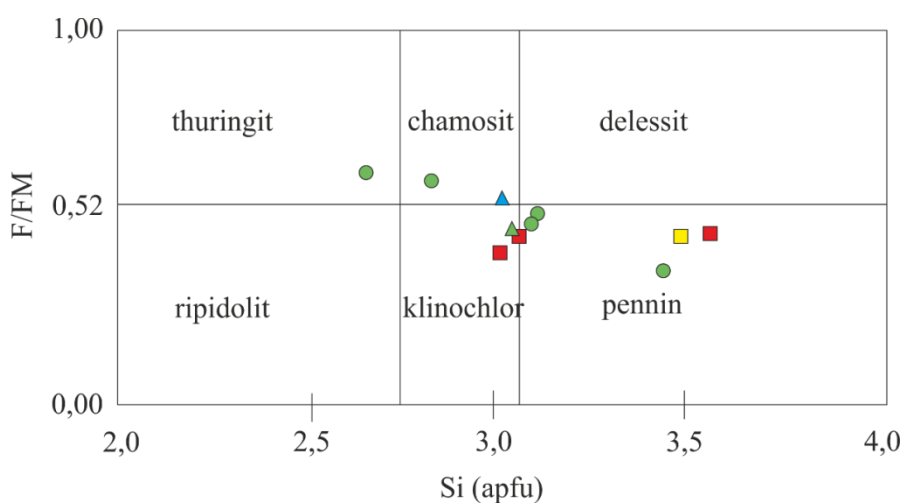
- světlejší partie xenolitu (11V)
- tmavší partie xenolitu (11V)
- trachyandezit (5V)
- ▲ trachyandezit (2V)



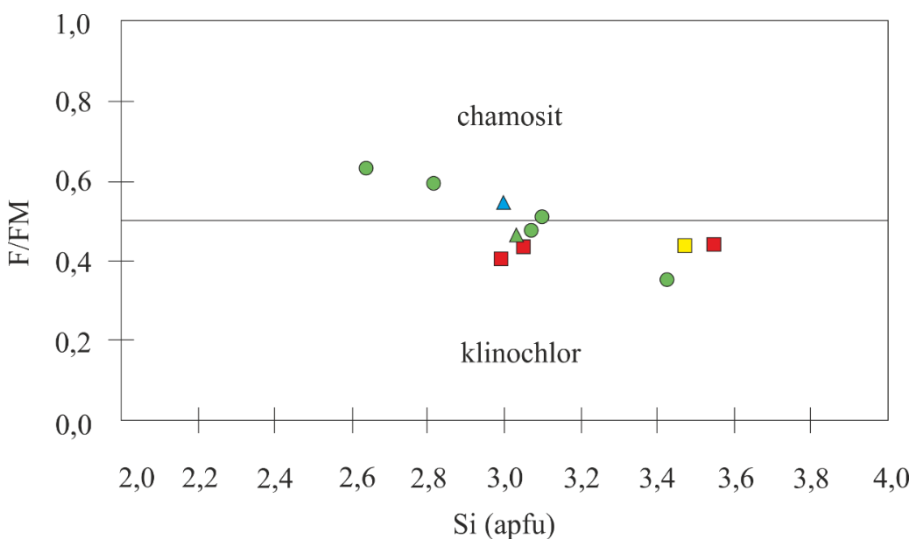
Obr. 19: Slabě zonální lupen biotitu v xenolitu (vzorek 11V).

### 6.4.5 Chlority

Ze sekundárních minerálů se ve vzorcích nacházejí chlority (příloha 5). Ty byly vyneseny do klasifikačních diagramů podle Melky (1965, obr. 20) a Baylisse (1975, obr. 21, legenda je společná pro obr. 20 a 21). V klasifikaci podle Melky (1965) spadá většina analýz do pole penninu, méně pak do pole klinochloru a chamositu, ojediněle i do pole thuringitu. Jedná se především o analýzy z xenolitů. Trachyandezit v tomto diagramu leží na pomezí klinochloru a chamositu. Zatímco podle Baylisse (1975) spadá větší část analýz xenolitů do pole klinochloru a zbylé analýzy, včetně té z hostitelské horniny, do pole chamositu.



Obr. 20: Klasifikační diagram pro chlority (Melka 1965).



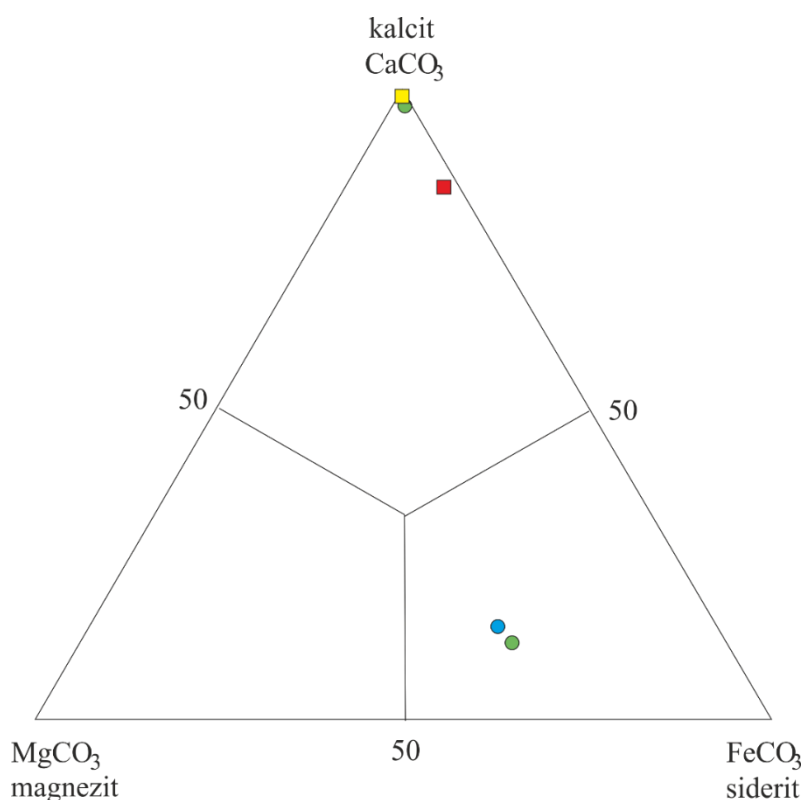
Obr. 21: Klasifikační diagram pro chlority (Bayliss 1975).

#### Legenda

- světlejší partie xenolitu (11V)
- tmavší partie xenolitu (11V)
- xenolit (5V)
- ▲ xenolit (2V)
- ▲ trachyandezit (2V)

### 6.4.6 Karbonáty

Dalšími sekundárními minerály jsou karbonáty (obr. 22, příloha 6). Z klasifikačního diagramu je patrné, že se jedná o víceméně chemicky čisté kalcity (až 98 mol. % kalcitové komponenty) či mírně hořečnaté siderity (do 28 mol. % magnezitové komponenty).



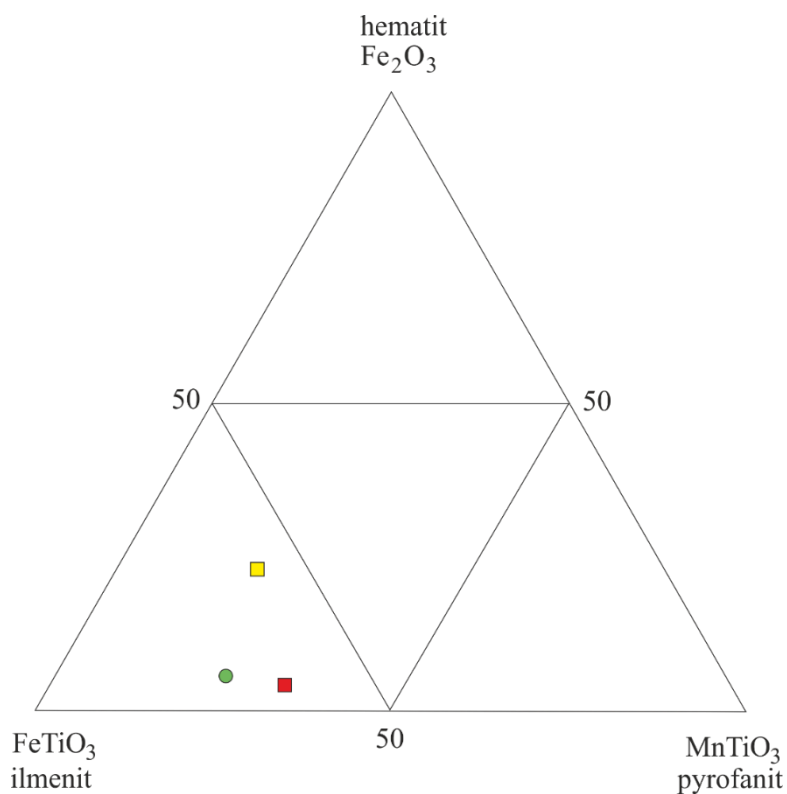
Obr. 22: Ternární diagram pro klasifikaci karbonátů.

#### Legenda

- světlejší partie xenolitu (11V)
- tmavší partie xenolitu (11V)
- xenolit (5V)
- trachyandezit (5V)

### 6.4.7 Ostatní minerály

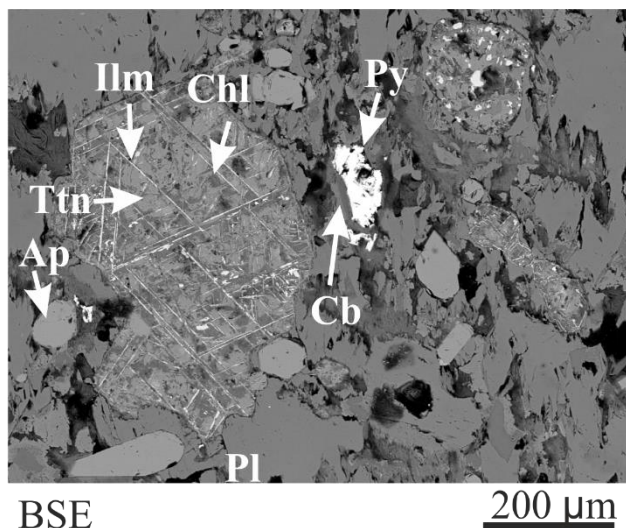
Ve vzorcích byl také určen ilmenit se zvýšeným podílem pyrofanitové komponenty (26 až 34 mol. %, obr. 23, 24, příloha 7). Z dalších minerálů byl analyzován pyrit, který je víceméně chemicky čistý, dále titanit a minerály ze skupiny zeolitů. Ojediněle byl zachycen i křemen nebo hmota  $\text{SiO}_2$ , a to pouze v xenolitu vzorku 8V. Apatit nebyl EDX analýzou řešen.



Obr. 23: Ternární diagram pro klasifikaci ilmenitu–pyrofanitu–hematitu.

Legenda

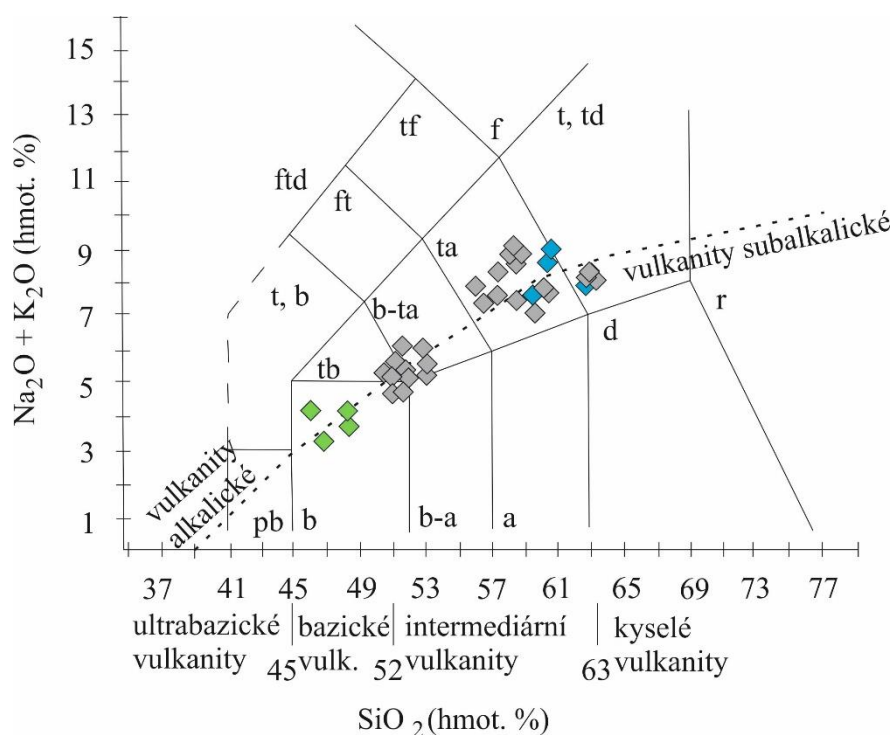
- světlejší partie xenolitu (11V)
- tmavší partie xenolitu (11V)
- xenolit (5V)



Obr. 24: Snímek z elektronového mikroskopu s pseudomorfózou chloritu po tmavém minerálu s ilmenitem a titanitem, kde ilmenit tvoří lišty a titanit nepravidelná zrna. V blízkosti pseudomorfózy se nachází karbonátová žilka s pyritem (vzorek 11V – xenolit).

## 6.5 Celkový chemismus hornin

Z TAS diagramu (obr. 25) je patrné, že analyzované hostitelské horniny z Bučnicku spadají převážně do pole trachyandezitu, ale také v jednom případě do pole trachytu a trachydacitu (nutno podotknout, že horniny použité k těmto analýzám nebyly odebrány z bezprostředního okolí xenolitů, ale jsou typově velmi podobné). Xenolity odpovídají svým chemismem bazaltu, resp. jeho hlubinnému ekvivalentu (gabru či monzogabru).



Obr. 25: TAS diagram podle Le Base et al. (1986) – hodnoty  $\text{SiO}_2$  a alkálií přepočteny na bezvodou bázi; v diagramu byly pro srovnání použity analýzy chemického složení neovulkanitů z Uherskobrodsko z Hroudy et al. (2015) a autorů citovaných v této práci (šedé kosočtverce).

### Legenda

|                                 |                                 |
|---------------------------------|---------------------------------|
| a - andezit                     | r - ryolit                      |
| b - bazalt                      | tf - tefrifonolit               |
| b-a - bazaltandezit             | t, b - tefrit, bazanit          |
| b-ta - bazaltický trachyandezit | ta - trachyandezit              |
| d - dacit                       | tb - trachybazalt               |
| fdt - foidit                    | t, td - trachyt, trachydacit    |
| f - donolit                     | ◆ xenolit                       |
| ft - fonotefrit                 | ◆ hostitelská hornina           |
| pk - pikrobazalt                | ◆ neovulkanity z Uherskobrodsko |

Obsah  $\text{SiO}_2$  se pohybuje v rozmezí od 44,23 do 46,39 obj. % v xenolitech, zatímco v hostitelských horninách je to od 57,23 do 61,57 obj. %. Co se týče alkálií ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), jejich zastoupení se v xenolitech pohybuje od 3,32 do 4,25 obj. %, v hostitelských horninách pak od 7,43 do 8,62 obj. %. Xenolity a hostitelské horniny se výrazně liší i obsahy  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  a  $\text{CaO}$ . Hodnoty těchto oxidů jsou v xenolitech vyšší

než v trachyandezitech. Hodnota LOI se pohybuje v rozmezí od 1,90 do 5,20 obj. % v xenolitech, zatímco od 1,30 do 3,20 obj. % v hostitelských horninách (tab. 4).

Xenolity mají obecně vyšší obsahy LILE (s výjimkou Cs a Sr) než trachyandezity. Obsahy HFSE jsou většinou podobné a mírně rozkolísané. Pouze xenolity jsou více nabožaceny na Ti a Y, zatímco Zr, Hf a Th je zastoupeno více v hostitelských trachyandezitech (tab. 5). Xenolity mají také mírně vyšší absolutní hodnoty obsahů prvků vzácných zemin než hostitelské trachyandezity. Distribuce jednotlivých REE jsou podobné v obou typech studovaných hornin. Xenolity i trachyandezity jsou nabožaceny na LREE a nevykazují výraznou pozitivní nebo negativní Ce či Eu anomálii (obr. 26, tab. 6).

Co se týče ostatních stopových prvků, xenolity mají oproti hostitelským horninám vyšší obsahy Co, Ni, Mo, Sc a V a nižší obsahy Cu a Au.

Tab. 4: Chemické složení xenolitů (vzorky označené X) a hostitelských hornin (vzorky označené H) odebraných v lomu Bučník (hlavní prvky).

| Hlavní prvky (hm. %)           |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 1X    | 2X    | 3X    | 4X    | 1H    | 2H    | 3H    | 4H    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,35  | 0,73  | 0,58  | 0,60  | 0,46  | 0,40  | 0,39  | 0,37  |
| SiO <sub>2</sub>               | 44,23 | 46,39 | 45,78 | 45,70 | 57,23 | 59,14 | 59,34 | 61,57 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,93  | 1,40  | 1,46  | 1,31  | 0,80  | 0,70  | 0,68  | 0,67  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,43 | 18,74 | 15,42 | 17,15 | 17,26 | 17,22 | 17,18 | 16,84 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,57 | 9,29  | 10,11 | 8,95  | 2,95  | 2,32  | 2,64  | 3,27  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,01  | —     | 0,02  | 0,03  | —     | —     | —     | —     |
| MnO                            | 0,21  | 0,21  | 0,17  | 0,17  | 0,07  | 0,06  | 0,07  | 0,06  |
| MgO                            | 6,82  | 5,68  | 8,20  | 6,29  | 2,26  | 2,03  | 1,82  | 1,84  |
| CaO                            | 10,94 | 9,49  | 12,56 | 10,70 | 8,01  | 7,57  | 6,91  | 5,88  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,16  | 3,48  | 2,34  | 2,78  | 4,27  | 3,87  | 3,84  | 4,35  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,09  | 0,63  | 0,98  | 0,77  | 3,16  | 4,59  | 4,78  | 3,47  |
| LOI                            | 2,80  | 3,50  | 1,90  | 5,20  | 3,20  | 1,70  | 2,00  | 1,30  |
| Total                          | 96,74 | 96,04 | 97,62 | 94,45 | 96,47 | 97,90 | 97,65 | 98,32 |
| Tot/C                          | 0,30  | 0,31  | 0,23  | 0,66  | 0,58  | 0,32  | 0,32  | 0,18  |
| Tot/S                          | 0,18  | 0,29  | 0,12  | 0,37  | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 |

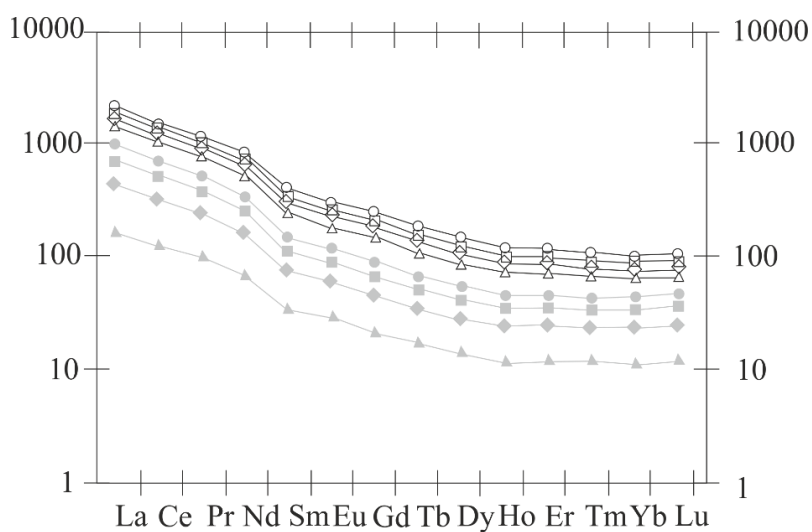


Tab. 5: Chemické složení xenolitů (vzorky označené X) a hostitelských hornin (vzorky označené H) odebraných v lomu Bučník (stopové prvky).

| Stopové prvky (ppm) |        |        |        |        |        |        |        |        |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                     | 1X     | 2X     | 3X     | 4X     | 1H     | 2H     | 3H     | 4H     |
| Co                  | 36,80  | 26,60  | 34,90  | 29,50  | 7,60   | 11,10  | 10,60  | 10,00  |
| Ni                  | 17,20  | 14,10  | 22,60  | 28,10  | 15,90  | 18,40  | 13,30  | 11,60  |
| Cu                  | 23,00  | 14,90  | 8,20   | 15,90  | 57,20  | 45,80  | 80,50  | 95,00  |
| Zn                  | 55,00  | 106,00 | 436,00 | 92,00  | 21,00  | 21,00  | 173,00 | 625,00 |
| Cd                  | <0,10  | 0,30   | <0,10  | 0,20   | <0,10  | <0,10  | 0,30   | 0,30   |
| Ag                  | 0,20   | 0,30   | <0,10  | 0,40   | <0,10  | 0,20   | 0,50   | 0,80   |
| Pb                  | 9,40   | 36,50  | 3,90   | 68,90  | 9,30   | 16,80  | 50,30  | 38,30  |
| Bi                  | <0,10  | 0,20   | 0,10   | 0,30   | <0,10  | <0,10  | <0,10  | <0,10  |
| Sb                  | 0,50   | 1,40   | 0,80   | 0,80   | 0,50   | 0,60   | 1,10   | 1,60   |
| Tl                  | 0,10   | 0,10   | 0,40   | 0,10   | <0,10  | <0,10  | <0,10  | <0,10  |
| As                  | 2,00   | 1,80   | 4,40   | 2,00   | 1,80   | 3,30   | 4,70   | 4,70   |
| Se                  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | <0,50  |
| Mo                  | 1,00   | 1,90   | 1,20   | 3,40   | 0,50   | 0,40   | 0,50   | 0,60   |
| Au                  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | <0,50  | 0,60   | 4,90   | 4,60   |
| Hg                  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  |
| Sn                  | 3,00   | 2,00   | 2,00   | 3,00   | 3,00   | 3,00   | 4,00   | 3,00   |
| W                   | 2,10   | 2,60   | 1,50   | 2,30   | 4,20   | 3,10   | 3,30   | 2,20   |
| Ga                  | 19,40  | 20,60  | 15,60  | 19,80  | 20,00  | 18,80  | 18,40  | 18,50  |
| Rb                  | 23,00  | 13,50  | 60,80  | 21,00  | 117,80 | 160,50 | 160,60 | 117,80 |
| Cs                  | 1,30   | 2,90   | 14,40  | 2,70   | 2,10   | 2,90   | 2,50   | 2,40   |
| Be                  | 2,00   | 1,00   | <1,00  | <1,00  | <1,00  | 3,00   | 1,00   | 2,00   |
| Sc                  | 30,00  | 27,00  | 47,00  | 35,00  | 11,00  | 8,00   | 7,00   | 8,00   |
| V                   | 379,00 | 305,00 | 333,00 | 272,00 | 95,00  | 91,00  | 95,00  | 85,00  |
| Zr                  | 136,70 | 108,40 | 95,80  | 97,50  | 196,20 | 221,80 | 225,30 | 227,70 |
| Hf                  | 3,80   | 2,80   | 2,60   | 2,80   | 4,60   | 4,90   | 5,00   | 5,20   |
| Nb                  | 83,60  | 38,00  | 25,80  | 32,10  | 31,10  | 44,20  | 47,30  | 44,10  |
| Ta                  | 3,30   | 1,60   | 1,30   | 1,50   | 1,60   | 2,20   | 2,30   | 2,10   |
| Th                  | 6,30   | 6,20   | 5,00   | 5,60   | 13,60  | 18,90  | 19,30  | 19,90  |

Tab. 5: Chemické složení xenolitů (vzorky označené X) a hostitelských hornin (vzorky označené H) odebraných v lomu Bučník (stopové prvky; pokračování).

| Stopové prvky (ppm) |         |         |        |        |        |         |         |         |
|---------------------|---------|---------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|
|                     | 1X      | 2X      | 3X     | 4X     | 1H     | 2H      | 3H      | 4H      |
| U                   | 1,70    | 1,80    | 1,40   | 1,60   | 3,20   | 4,20    | 4,80    | 4,10    |
| Sr                  | 1024,90 | 1080,60 | 744,00 | 955,10 | 880,50 | 934,60  | 899,30  | 804,50  |
| Ba                  | 763,00  | 427,00  | 380,00 | 399,00 | 769,00 | 1093,00 | 1165,00 | 1013,00 |
| Y                   | 37,00   | 20,70   | 19,50  | 22,30  | 16,30  | 16,30   | 16,40   | 14,10   |



Obr. 26: Spider diagram prvků vzácných zemin, hodnoty byly normalizovány na chondrit C1 podle Anderse a Grevesse (1989).

### Legenda

- △ xenolit 1      ▲ hostitelská hornina 1
- ◇ xenolit 2      ◆ hostitelská hornina 2
- xenolit 3      ■ hostitelská hornina 3
- xenolit 4      ● hostitelská hornina 4

Tab. 6: Chemické složení xenolitů (vzorky označené X) a hostitelských hornin (vzorky označené H) odebraných v lomu Bučník (prvky vzácných zemin).

| Prvky vzácných zemin (ppm) |        |        |        |        |        |        |        |        |
|----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                            | 1X     | 2X     | 3X     | 4X     | 1H     | 2H     | 3H     | 4H     |
| La                         | 95,30  | 51,00  | 39,50  | 43,20  | 35,00  | 55,90  | 58,40  | 60,00  |
| Ce                         | 182,40 | 96,10  | 75,30  | 83,70  | 68,70  | 104,90 | 107,80 | 102,40 |
| Pr                         | 21,28  | 11,06  | 8,87   | 9,90   | 7,93   | 11,25  | 11,38  | 10,59  |
| Nd                         | 79,10  | 42,00  | 35,20  | 38,80  | 27,90  | 37,70  | 37,30  | 35,30  |
| Sm                         | 12,91  | 7,02   | 5,91   | 6,85   | 4,54   | 5,37   | 5,15   | 4,85   |
| Eu                         | 3,27   | 2,03   | 1,83   | 1,90   | 1,50   | 1,52   | 1,52   | 1,40   |
| Gd                         | 10,72  | 5,71   | 5,43   | 5,84   | 3,80   | 4,26   | 4,07   | 3,73   |
| Tb                         | 1,44   | 0,77   | 0,74   | 0,81   | 0,56   | 0,56   | 0,54   | 0,49   |
| Dy                         | 7,59   | 4,15   | 3,87   | 4,42   | 3,06   | 3,05   | 2,97   | 2,62   |
| Ho                         | 1,43   | 0,77   | 0,74   | 0,81   | 0,60   | 0,60   | 0,59   | 0,48   |
| Er                         | 3,82   | 2,05   | 2,01   | 2,09   | 1,73   | 1,78   | 1,66   | 1,37   |
| Tm                         | 0,52   | 0,27   | 0,27   | 0,30   | 0,26   | 0,25   | 0,24   | 0,19   |
| Yb                         | 3,11   | 1,72   | 1,74   | 1,73   | 1,65   | 1,75   | 1,67   | 1,38   |
| Lu                         | 0,46   | 0,25   | 0,26   | 0,26   | 0,26   | 0,27   | 0,27   | 0,22   |
| ΣREE                       | 423,35 | 224,9  | 181,67 | 200,61 | 157,49 | 229,16 | 233,56 | 225,02 |
| ΣLREE                      | 390,99 | 207,18 | 164,78 | 182,45 | 144,07 | 215,12 | 220,03 | 213,14 |
| ΣHREE                      | 32,36  | 17,72  | 16,89  | 18,16  | 13,42  | 14,04  | 13,53  | 11,88  |
| LREE/HREE                  | 12,08  | 11,69  | 9,76   | 10,05  | 10,74  | 15,32  | 16,26  | 17,94  |
| Ce/Ce*                     | 0,97   | 0,97   | 0,96   | 0,97   | 0,99   | 1,00   | 1,00   | 0,97   |
| Eu/Eu*                     | 0,84   | 0,97   | 0,98   | 0,91   | 1,10   | 0,97   | 1,01   | 1,00   |

## Diskuse

Na základě minerálního složení mohou být xenolity klasifikovány převážně jako středně zrnitá až hrubozrnná pyroxenicko-amfibolická gabra či diority. Bazicita plagioklasů se pohybuje v rozmezí  $An_{43-56}$ . Klasifikaci však ztěžuje hydrotermální alterace a novotvořené alkalické živce. Dle aktuálního minerálního složení pak odpovídají nejvíce alterované vzorky spíše monzogabrům nebo monzodioritům. Tato tvrzení jsou podložena i analýzami celkového chemismu (obr. 25), kde vzorky xenolitů spadají v TAS diagramu do pole bazaltu. Oproti Krystkem (1955, 1958) popsáným xenolitům z Bučnicku nebyl ve vzorcích v podstatném množství zjištěn křemen, resp. byl zaznamenán pouze sekundární křemen nebo hmota  $SiO_2$  elektronovou mikrosondou v jednom vzorku (8V). Nebyly tedy zjištěny tímto autorem uváděné křemenné diority ani leukokráttní diferenciáty křemenného dioritu. Krystek (1955, 1958) zároveň popisuje tyto horniny jako amfibolicko-pyroxenické nebo biotitické. Pyroxen se ve studovaných vzorcích vyskytuje převážně ve vedlejším množství a biotit pouze akcesoricky. Na druhou stranu Krystkovo rozdělení xenolitů na hrubozrnné a jemnozrnné se studovanými vzorky koreluje.

Jednotlivé vzorky se v pozorování pod optickým polarizačním mikroskopem liší jen v drobných nuancích, např. v zastoupení pyroxenu či síle chloritizace zrn amfibolu. Dokonce není pozorován ani větší rozdíl v minerálním složení či kvantitě daných minerálů, a to jak mezi xenolity, tak i v porovnání s fenokrysty ve vzorcích trachyandezitů. Na kontaktu trachyandezitů a xenolitů se nevytvořil kontaktní lem, což jen potvrzuje, že se jedná o petrologicky velmi podobné horniny. Bazicita plagioklasů v xenolitech je o něco málo vyšší, než v hostitelských horninách. V xenolitech bazicita spíše odpovídá labradoritu (s výjimkou bytownitových inkluzí v amfibolu), kdežto v hostitelské hornině spíše andezínu. Chemická homogenita plagioklasů v xenolitech a oscilační zonálnost plagioklasů ve vyrostlicích v trachyandezitech vypovídá o odlišných podmínkách prostředí při vzniku. Oscilační zonálnost byla v trachyandezitech zjištěna i u amfibolů. Amfiboly xenolitů mají zároveň obecně nižší poměr  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  než fenokrysty v trachyandezitech. Pyroxeny byly na elektronové mikrosondě analyzovány pouze v jednom vzorku xenolitu (11V) a odpovídají diopsidu. Analyzovaný pyroxen ze světlejší části vzorku 11V vykazuje mírně vyšší obsahy Mg než pyroxeny z tmavší partie tohoto vzorku. Naproti tomu pyroxeny v trachyandezitech z Bučnicku byly určeny jako augity (Štrublíková 2015). V xenolitech byly pozorovány i slabě zonální biotity, které se jinak od biotitů v hostitelských horninách svým chemismem příliš nelišily. Ze sekundárních minerálů se

ve vzorcích nacházejí v hojné míře chlority. Jejich chemická variabilita závisí pravděpodobně především na lokálních podmínkách panujících při hydrotermální alteraci.

Svým celkovým chemismem xenolity jednoznačně přísluší k uherskobrodským neovulkanitům. V TAS diagramu leží na linii mezi alkalickými a subalkalickými magmatity, stejně jako všechny subvulkanické horniny z Uherskobrodsko. Distribuce REE v xenolitech je podobná, jako u hostitelských trachyandezitů, lze tedy uvažovat původ xenolitů v hlubších partiích magmatického krhu, než odkud pocházejí hostitelské trachyandezity.

## Závěr

Z hlediska zastoupení minerálů ve studovaných xenolitech z lomu Bučník u Komní dominuje plagioklas s bazicitou odpovídající převážně andezínu až labradoritu a amfibol (magnesiohastingsit). V menší míře je zastoupen pyroxen (diopsid), biotit (flogopit) a apatit, dále sekundární chlorit, karbonát a opakní zrna. Struktura xenolitů je holokrystalická, především středně zrnitá až hrubozrnná a gabrově zrnitá. Texturu mají všesměrně zrnitou a kompaktní. Podle minerálního složení, celkového chemismu a stavby mohou být xenolity klasifikovány převážně jako středně zrnitá až hrubozrnná pyroxenicko-amfibolická gabra nebo diority. Klasifikaci však ztěžují novotvořené alkalické živce, nejvíce hydrotermálně alterované xenolity pak odpovídají monzogabrům či monzodioritům.

Xenolity jsou obklopeny trachyandezitem až trachytem či trachydacitem. Mezi hostitelskými horninami a xenolity se nenachází reakční lem. Na základě minerálního složení a celkového chemismu jsou xenolity blízké hlubinným ekvivalentům bazaltů. V TAS diagramu leží na linii mezi alkalickými a subalkalickými magmatity, stejně jako všechny subvulkanické horniny z Uherskobrodska. Distribuce REE v xenolitech je podobná, jako u hostitelských trachyandezitů. Lze tedy předpokládat, že xenolity pocházejí z hlubších partií stejného magmatického krbu jako hostitelské horniny.

## Literatura

- Adamová M., Krejčí O., Přichystal A. (1995): Neovulkanity východně od Uherského Brodu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*, 12–15.
- Anders E., Grevesse N. (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197–214.
- Barth V. (1974): Geologická stavba Československa. – Rektorát University Palackého v Olomouci, Olomouc.
- Bayliss P. (1975): Nomenclature of the trioctahedral chlorites. – *The Canadian Mineralogist*, 13, 178–185.
- Buday T. (1967): Regionální geologie ČSSR. Díl II., Západní Karpaty. Svazek 2 – Československá akademie věd, Praha.
- Dolníček Z., Krobot J. (2013): Žilná granát-kalcitová mineralizace v kontaktně metamorfovaných pískovcích z Bučniku u Komni (bělokarpatská jednotka). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 85–88.
- Fiala F. (1954): Některé uzavřeniny z andesitů Slovenského středohoří. – *Sborník Ústředního ústavu geologického*, svazek 21, Oddíl geologický, I. díl.
- Fojt B., Kruťa T. (1968): Das erste Vorkommen von Cinnabarit (Zinnober) und Metacinnabarit in Mähren, Tschechoslowakei. – *Acta Musei Moraviae (Časopis Moravského muzea) Vědy přírodní*, 53, 81–90.
- Fojt B., Přichystal A. (1979): Sfalerit a karbonáty z rudních žil v propylitizovaném andezitu od Komni (Jihovýchodní Morava). – In: Štencl J., Rozsypal S. (eds.): *Scripta scientiarum naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia 1*, pp. 17–28. Brno.
- Hrouda F., Buriánek D., Krejčí O., Chadima M. (2015): Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dykes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians (S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290, 23–38.
- Krejčí O. (red.), Havlíček P. (1992): Geologická mapa ČR. Měřítko 1 : 50 000. List 35-12 Strání. – Český geologický ústav, Praha.
- Krejčí O., Poul I. (2010): Doklady středomiocénní násunové tektoniky v bělokarpatské jednotce flyšového pásma Západních Karpat. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 58–63.
- Kruťa T., Ostroh U. (1946): Eruptiva na Uh. Brodsku a jejich mineralogické poměry. – *Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, Oddíl přírodovědný*, 55, 19–54.

- Krystek I. (1955): Alkalické vyvřeliny na jihovýchodní Moravě. – Přírodovědecká fakulta Masarykovy university, 102–130.
- Krystek I. (1958): Xenolity z alkalických vyvřelin na jihovýchodní Moravě. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 33, 246–252.
- Kuča P., Májský J., Kopeček F., Jongepierová I. (1992): Biele Karpaty. – Vydavateľstvo Ekológia, Bratislava.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. – American Mineralogist, 82 (9–10), 1019–1037.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – Journal of Petrology, 27, 745–750.
- Melka K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 40, 23–27.
- Mezník V. (1932): Vyvřelina na jihovýchodní Moravě. – MS, disertační práce, Masarykova univerzita v Brně.
- 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. – American Mineralogist, 73, 1123–1133.
- Nejbert K., Jurewicz E., Macdonald R. (2012): Potassium-rich magmatism in the Western Outer Carpathians: Magmagenesis in the transitional zone between the European Plate and Carpathian – Pannonian region. – Lithos, 146–147, 34–47.
- Nowak J. (1927): Zarys tektoniki Polski. – Zjazd Geografów i Etnografów Slowiaskich v Polsce. Krakow.
- Pécskay Z., Konečný V., Lexa J., Přichystal A. (2002): K/Ar dating of Neogene volcanic rocks in surrounding of Uherský Brod, Moravia. – Symposium „Hybsch 2002“. Praha.
- Picha F. J., Stráník Z., Krejčí O. (2006): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. – In: Golonka J., Picha F. J. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, The American Association of Petroleum Geologists Memoir 84, pp 49–175. Tulsa.



- Potfaj M. (1993): Position and role of the Biele Karpaty unit in the Flysch zone of the West Carpathians. – *Geologické práce, Správy*, 98, 55–78.
- Poul I., Krejčí O., Janečka J., Živor R. (2010): Deformace svrchnobadenských trachyandezitů u Bojkovic jako odraz postintruzivní transtenze v bělokarpatské jednotce (Vnější Západní Karpaty). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 85–87.
- Přichystal A. (1974): Mineralogicko-chemické studium nerostných asociací na lokalitě Bučník (Komňa u Bojkovic). – MS, diplomová práce, Univerzita Jana Evangelisty Purkyně, Brno.
- Přichystal A. (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru. – In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): *Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala*, pp. 59–77. Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno.
- Přichystal A., Repčok I., Krejčí O. (1998): Radiometrické datování trachyandezitu od Uherského Brodu (magurská skupina flyšového pásma). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1997*, 33–34.
- Rieder M., Cavazzini G., Dýakonov Y., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P. V., Müller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Robert J.-L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z. (1998): Nomenclature of micas. – *The Canadian Mineralogist*, 36, 41–48.
- Rosický V. (1930): Dva andesity z okolí Nezdenic (jihovýchodní Morava). – *Zprávy komise na přírodovědecký výzkum Moravy a Slezska, Oddělení mineralogické č. 4*, Brno.
- Roth Z. (1980): Západní Karpaty – terciární struktura střední Evropy. – *Knihovna Ústředního ústavu geologického*, 55, 128.
- Shrbený O. (1974): The petrochemical relation of the south-Moravian neovolcanic rocks to the neighbouring volcanic areas. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 49, 275–279.
- Schumacher J. (1996): The estimation of the proportion of ferric iron in the electronmicroprobe analysis of amphiboles. – *The Canadian Mineralogist*, 34, 238–246.
- Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): *Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala*, pp. 107–122. Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity, Brno.

- Swidzinski H. (1934): Remarques sur la structure des Carpathes flyscheuses. – Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, Warszawa, 8, 1, 75–199.
- Štrublíková V. (2015): Petroarcheologický výzkum zříceniny hradu Komňa v Bílých Karpatech. – MS, bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci.
- Ulmanová J. (2015): Podmínky vzniku vybraných mineralizací z lomu Bučník u Komni. – MS, bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci.
- Whitney D. L., Evans B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. – American Mineralogist, 95, 185–187.
- Zapletal K. (1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské: (s ohledem na užitková ložiska). – Vlastivědný časopis jz. Moravy od Horácka k Podyjí, 191–242.
- www1: Mapy.cz [online], [cit. 16.1.2018]. Dostupné na: <https://mapy.cz/zakladni?planovani-trasy&x=17.7775586&y=48.9839170&z=15&l=0&base=ophoto&mrp=%7B%22c%22%3A122%7D>.
- www2: Wiki.rvp.cz [online], [cit. 17.10.2017]. Dostupné na: [http://wiki.rvp.cz/Kabinet/Mapy/Mapa\\_%C4%8CR](http://wiki.rvp.cz/Kabinet/Mapy/Mapa_%C4%8CR).
- www3: Geoportal.cuzk.cz [online], [cit. 19.10.2017]. Dostupné na: <http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/?wmcid=9590>.

## **Seznam příloh**

**Příloha 1:** Vybrané reprezentativní analýzy živců.

**Příloha 2:** Vybrané reprezentativní analýzy amfibolů.

**Příloha 3:** Výsledné hodnoty chemických analýz pyroxenů.

**Příloha 4:** Výsledné hodnoty chemických analýz biotitu.

**Příloha 5:** Vybrané reprezentativní analýzy chloritů.

**Příloha 6:** Výsledné hodnoty chemických analýz karbonátů.

**Příloha 7:** Výsledné hodnoty chemických analýz ilmenitu.

**Příloha 1:** Vybrané reprezentativní analýzy živeů.

| Vzorek  | 11V    |       |       | 2V      |               |        | 5V      |               |
|---|--------|-------|-------|---------|---------------|--------|---------|---------------|
| Hornina   | Světly |       | Tmavý | Xenolit | Trachyandezit |        | Xenolit | Trachyandezit |
| Analýza   | 16     | 22    | 41    | 52      | 68            | 71     | 73      | 92            |
| SiO <sub>2</sub>                                  | 66,33  | 56,46 | 53,70 | 54,61   | 65,84         | 56,53  | 49,32   | 65,05         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                    | 20,56  | 25,86 | 27,76 | 28,39   | 18,80         | 27,10  | 30,58   | 18,63         |
| FeO   | —      | —     | —     | —       | —             | —      | 0,83    | —             |
| CaO   | 1,160  | 8,23  | 10,44 | 11,08   | —             | 9,38   | 13,92   | 0,10          |
| Na <sub>2</sub> O                                 | 10,86  | 7,34  | 5,83  | 4,76    | 2,68          | 6,65   | 3,18    | 2,10          |
| K <sub>2</sub> O                                  | 0,13   | 0,60  | 0,41  | 0,26    | 12,30         | 0,42   | 0,11    | 12,43         |
| Suma  | 99,04  | 98,49 | 98,14 | 99,10   | 99,62         | 100,08 | 97,94   | 98,31         |
| normalizace na 8 at. kyslíku ve vzorcové jednotce |        |       |       |         |               |        |         |               |
| Si  | 3,01   | 2,58  | 2,48  | 2,48    | 3,00          | 2,54   | 2,30    | 3,01          |
| Al  | 1,07   | 1,39  | 1,51  | 1,52    | 1,01          | 1,44   | 1,68    | 1,02          |
| Fe <sup>2+</sup>                                  | —      | —     | —     | —       | —             | —      | 0,03    | —             |
| Ca  | 0,06   | 0,40  | 0,52  | 0,54    | —             | 0,45   | 0,70    | 0,01          |
| Na  | 0,93   | 0,65  | 0,52  | 0,42    | 2,34          | 0,58   | 0,29    | 0,19          |
| K   | 0,01   | 0,04  | 0,02  | 0,02    | 0,72          | 0,02   | 0,01    | 0,73          |
| Katsum  | 5,00   | 5,06  | 5,04  | 4,98    | 4,97          | 5,04   | 5,00    | 4,95          |

**Příloha 2:** Vybrané reprezentativní analýzy amfibolů.

| Vzorek   | 11V            |               | 2V      | 5V             |         |
|--|----------------|---------------|---------|----------------|---------|
|  | Světlý xenolit | Tmavý xenolit | Xenolit | Trachy andezit | Xenolit |
| Analýza  | 20             | 42            | 47      | 78             | 103     |
| SiO <sub>2</sub>                                     | 40,63          | 38,81         | 40,89   | 42,85          | 40,61   |
| TiO <sub>2</sub>                                     | 3,31           | 3,01          | 3,58    | 1,73           | 3,06    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                       | 12,07          | 11,52         | 11,40   | 8,84           | 10,92   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                       | 4,92           | 5,50          | 4,96    | 6,00           | 5,93    |
| FeO  | 9,95           | 11,62         | 9,31    | 9,57           | 8,62    |
| CaO  | 10,77          | 10,79         | 11,04   | 10,81          | 10,66   |
| MgO  | 11,61          | 9,75          | 12,07   | 12,08          | 11,93   |
| Na <sub>2</sub> O                                    | 2,59           | 1,77          | 4,96    | 6,00           | 5,93    |
| K <sub>2</sub> O                                     | 0,85           | 1,05          | 2,19    | 1,75           | 2,16    |
| Suma   | 96,70          | 93,82         | 100,40  | 99,63          | 99,81   |
| normalizace na 23 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce |                |               |         |                |         |
| Si   | 6,09           | 6,08          | 6,14    | 6,55           | 6,19    |
| Ti   | 0,37           | 0,35          | 0,41    | 0,20           | 0,35    |
| Al   | 2,13           | 2,13          | 2,01    | 1,59           | 1,96    |
| Fe <sup>3+</sup>                                     | 0,56           | 0,65          | 0,56    | 0,69           | 0,68    |
| Fe <sup>2+</sup>                                     | 1,25           | 1,52          | 1,17    | 1,22           | 1,10    |
| Ca   | 1,73           | 1,81          | 1,78    | 1,77           | 1,74    |
| Mg   | 2,60           | 2,28          | 2,70    | 2,75           | 2,71    |
| Na   | 0,75           | 0,54          | 0,64    | 0,52           | 0,64    |
| K  | 0,16           | 0,21          | 0,13    | 0,17           | 0,14    |
| Katsum   | 15,65          | 15,56         | 15,55   | 15,46          | 15,53   |

**Příloha 3:** Výsledné hodnoty chemických analýz pyroxenů.

| Vzorek  | 11V            |               |       |       |
|---|----------------|---------------|-------|-------|
| Hornina   | Světlý xenolit | Tmavý xenolit |       |       |
| Analýza   | 21             | 11            | 19    | 46    |
| SiO <sub>2</sub>                                    | 49,46          | 50,81         | 50,07 | 49,74 |
| TiO <sub>2</sub>                                    | 0,88           | —             | —     | 0,84  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                      | 3,21           | 1,97          | 2,54  | 3,48  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                      | 2,95           | 2,12          | 2,43  | 2,64  |
| FeO   | 5,60           | 8,37          | 8,68  | 6,11  |
| CaO   | 21,63          | 20,86         | 20,96 | 21,89 |
| MgO   | 13,61          | 12,99         | 12,51 | 13,20 |
| Na <sub>2</sub> O                                   | 0,51           | 0,54          | 0,44  | 0,55  |
| Suma  | 97,85          | 97,66         | 97,63 | 98,45 |
| normalizace na 6 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce |                |               |       |       |
| Si  | 1,88           | 1,95          | 1,92  | 1,88  |
| Ti  | 0,03           | —             | —     | 0,02  |
| Al  | 0,14           | 0,09          | 0,12  | 0,16  |
| Fe <sup>3+</sup>                                    | 0,08           | 0,06          | 0,07  | 0,08  |
| Fe <sup>2+</sup>                                    | 0,18           | 0,27          | 0,28  | 0,19  |
| Ca  | 0,88           | 0,86          | 0,86  | 0,89  |
| Mg  | 0,77           | 0,74          | 0,72  | 0,74  |
| Na  | 0,04           | 0,04          | 0,03  | 0,04  |
| Katsum  | 4,00           | 4,00          | 4,00  | 4,00  |

**Příloha 4:** Výsledné hodnoty chemických analýz biotitu.

| Vzorek   | 11V            |               |       | 2V             | 5V             |
|--|----------------|---------------|-------|----------------|----------------|
| Hornina  | Světlý xenolit | Tmavý xenolit |       | Trachy andezit | Trachy andezit |
| Analýza  | 40             | 14            | 15    | 72             | 76             |
| SiO <sub>2</sub>                                     | 35,14          | 35,50         | 34,88 | 35,74          | 35,04          |
| TiO <sub>2</sub>                                     | 4,99           | 4,55          | 5,12  | 5,09           | 5,10           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                       | 13,81          | 14,17         | 14,32 | 13,91          | 14,61          |
| FeO  | 15,02          | 16,70         | 16,61 | 15,73          | 15,84          |
| CaO  | —              | —             | —     | —              | 0,09           |
| MgO  | 13,67          | 13,01         | 12,56 | 13,66          | 13,49          |
| Na <sub>2</sub> O                                    | 0,71           | 0,60          | 0,56  | 0,50           | 0,59           |
| K <sub>2</sub> O                                     | 8,05           | 8,01          | 7,75  | 7,72           | 7,70           |
| Suma   | 91,39          | 92,54         | 91,80 | 92,35          | 92,46          |
| normalizace na 22 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce |                |               |       |                |                |
| Si   | 5,48           | 5,50          | 5,45  | 5,51           | 5,41           |
| Ti   | 0,59           | 0,53          | 0,60  | 0,59           | 0,59           |
| Al   | 2,54           | 2,59          | 2,64  | 2,53           | 2,66           |
| Fe   | 1,96           | 2,17          | 2,17  | 2,02           | 2,05           |
| Ca   | —              | —             | —     | —              | 0,02           |
| Mg   | 3,18           | 3,01          | 2,92  | 3,14           | 3,10           |
| Na   | 0,22           | 0,18          | 0,18  | 0,15           | 0,18           |
| K  | 1,60           | 1,58          | 1,54  | 1,52           | 1,52           |
| Katsum   | 15,57          | 15,56         | 15,49 | 15,47          | 15,52          |

**Příloha 5:** Vybrané reprezentativní analýzy chloritů.

| Vzorek   | 11V            |               | 2V      |               | 5V      |       |
|--|----------------|---------------|---------|---------------|---------|-------|
|  | Světlý xenolit | Tmavý xenolit | Xenolit | Trachyandezit | Xenolit |       |
| Analýza  | 23             | 5             | 57      | 64            | 117     | 119   |
| SiO <sub>2</sub>                                     | 33,23          | 27,91         | 30,26   | 28,68         | 28,61   | 24,28 |
| TiO <sub>2</sub>                                     | —              | 0,44          | —       | —             | 0,17    | 13,30 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                       | 14,59          | 16,35         | 18,64   | 17,79         | 16,22   | 12,26 |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | —              | —             | —       | —             | 0,71    | —     |
| MnO  | —              | 0,59          | 0,84    | 0,77          | 0,47    | 3,52  |
| FeO  | 21,86          | 22,51         | 25,21   | 28,65         | 25,57   | 26,57 |
| CaO  | 0,88           | 0,38          | —       | 0,37          | 0,37    | 0,70  |
| MgO  | 15,37          | 15,27         | 16,34   | 13,59         | 13,69   | 8,60  |
| Suma   | 85,93          | 83,45         | 91,29   | 89,85         | 85,81   | 89,23 |
| normalizace na 14 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce |                |               |         |               |         |       |
| Si   | 3,46           | 3,04          | 3,03    | 3,00          | 3,09    | 2,64  |
| Ti   | —              | 2,04          | —       | —             | 0,01    | 1,09  |
| Al   | 1,79           | 2,10          | 2,20    | 2,19          | 2,06    | 1,57  |
| V  | —              | —             | —       | —             | 0,06    | —     |
| Mn   | —              | 0,05          | 0,07    | 0,07          | 0,04    | 0,32  |
| Fe   | 1,90           | 2,05          | 2,11    | 2,50          | 2,31    | 2,41  |
| Ca   | 0,10           | 0,04          | —       | 0,04          | 0,04    | 0,08  |
| Mg   | 2,39           | 2,48          | 2,44    | 2,12          | 2,21    | 1,39  |
| Katsum   | 9,64           | 9,85          | 9,87    | 9,91          | 9,83    | 9,50  |



**Příloha 6:** Výsledné hodnoty chemických analýz karbonátů.

| Vzorek  | 11V    |       | 5V      |               |       |
|---|--------|-------|---------|---------------|-------|
|   | Světlý | Tmavý | Xenolit | Trachyandezit |       |
| Analýza   | 12     | 25    | 114     | 118           | 79    |
| TiO <sub>2</sub>                                    | —      | —     | —       | 17,24         | —     |
| FeO   | 9,64   | 0,7   | 37,06   | 0,95          | 38,16 |
| CaO   | 46,35  | 56,49 | 7,15    | 47,04         | 8,94  |
| MgO   | 0,94   | —     | 10,29   | —             | 10,90 |
| MnO   | 0,81   | 0,93  | 0,62    | 0,36          | 0,64  |
| Suma  | 57,74  | 58,12 | 55,12   | 65,59         | 58,64 |
| normalizace na 3 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce |        |       |         |               |       |
| Ti  | —      | —     | —       | 0,20          | —     |
| Fe  | 0,13   | 0,01  | 0,57    | 0,01          | 0,55  |
| Ca  | 0,83   | 0,98  | 0,14    | 0,78          | 0,16  |
| Mg  | 0,02   | —     | 0,28    | —             | 0,28  |
| Mn  | 0,01   | 0,01  | 0,01    | —             | 0,01  |
| Katsum  | 0,99   | 1,00  | 1,00    | 0,99          | 1,00  |

**Příloha 7: Výsledné hodnoty chemických analýz ilmenitu.**

| Vzorek  | 11V            |               | 5V      |
|---|----------------|---------------|---------|
|   | Světlý xenolit | Tmavý xenolit | Xenolit |
| Analýza   | 7              | 39            | 115     |
| TiO <sub>2</sub>                                    | 49,96          | 42,83         | 49,77   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                      | 1,65           | 13,89         | 2,16    |
| FeO   | 29,08          | 28,37         | 32,95   |
| CaO   | 0,43           | —             | —       |
| MnO   | 15,10          | 10,01         | 11,65   |
| Suma  | 96,21          | 95,10         | 96,53   |
| normalizace na 3 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce |                |               |         |
| Ti  | 0,98           | 0,86          | 0,98    |
| Fe <sup>3+</sup>                                    | 0,03           | 0,28          | 0,04    |
| Fe <sup>2+</sup>                                    | 0,64           | 0,63          | 0,72    |
| Ca  | 0,01           | —             | —       |
| Mn  | 0,34           | 0,23          | 0,26    |
| Katsum  | 2,00           | 2,00          | 2,00    |