

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,  
Ústav petrologie a strukturní geologie

# Rekonstrukce tečení lávového proudu Kozákova na základě studia magnetické a minerální stavby

Diplomová práce

Aneta Černá



Vedoucí diplomové práce: Mgr. Vladislav Rapprich

## Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně za odborného vedení Mgr. Vladislava Rappricha a používala jsem pouze literaturu v práci uvedenou.

V Praze dne.....

.....

Aneta Černá

## **Poděkování**

Velmi ráda bych poděkovala svému vedoucímu práce Mgr. Vladislavu Rapprichovi za trpělivé vedení, za zájem a věcné připomínky. Dále bych chtěla poděkovat Mgr. Jakubovi Halodovi za cenné rady při zpracovávání dat. Také děkuji Mgr. Petru Schnablovi, Mgr. Janu Fraňkovi Ph.D., RNDr. Vladimíru Cajzovi CSc., RNDr. Tomášovi Řídkošilovi a všem ostatním spolupracovníkům, kteří se na této práci podíleli, od kterých se mi dostalo velké podpory, rad a praktické pomoci a především bych chtěla poděkovat své rodině za vynikající zázemí během mého studia.

Praha 2010

## Obsah

<b>OBSAH .....</b>	<b>4</b>
<b>ABSTRAKT .....</b>	<b>6</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>6</b>
<b>ÚVOD.....</b>	<b>7</b>
<b>Geografická charakteristika .....</b>	<b>7</b>
<b>GEOLOGICKÝ VÝVOJ .....</b>	<b>8</b>
<b>Geologická charakteristika oblasti.....</b>	<b>9</b>
<b>Vývoj reliéfu .....</b>	<b>11</b>
<b>PŘEDCHOZÍ VÝZKUMY .....</b>	<b>11</b>
<b>Pliocénní lávy na Kozákově .....</b>	<b>13</b>
<b>Typy erupcí.....</b>	<b>14</b>
<b>Anatomie struskového kuželu.....</b>	<b>15</b>
<b>Bezkořenné krátery .....</b>	<b>16</b>
Typy bezkořenných kuželů .....	17
<b>Anizotropie magnetické susceptibility (AMS).....</b>	<b>20</b>
Význam AMS .....	20
<b>METODIKA .....</b>	<b>22</b>
<b>ZÍSKANÁ DATA .....</b>	<b>24</b>

<b>Makropopis lávového proudu .....</b>	<b>24</b>
Popis pyroklastických hornin Prackov .....	27
<b>Minerální chemie .....</b>	<b>40</b>
Modelování teploty erupce a krystalizačních teplot jednotlivých minerálů .....	43
<b>EBSD .....</b>	<b>46</b>
<b>Anizotropie magnetické susceptibility .....</b>	<b>49</b>
Profil lávovým proudem Machovy lomy .....	52
<b>DISKUZE .....</b>	<b>54</b>
<b>INTERPRETACE, ZÁVĚRY .....</b>	<b>57</b>
<b>PODĚKOVÁNÍ .....</b>	<b>58</b>
<b>LITERATURA .....</b>	<b>59</b>
<b>PŘÍLOHY .....</b>	<b>65</b>

## **Abstrakt**

Kombinace anizotropie magnetické susceptibility (AMS) a krystalografické studie byla použita na neogenní lávový proud, u kterého byl znám předpokládaný směr toku. Vzorky byly pozorovány pod mikroskopem, chemické složení minerálů bylo analyzováno na mikrosondě, orientace krystalů olivínu byla studována metodou EBSD a byly zjišťovány magnetické vlastnosti hornin. Data vzešlá z analýzy AMS, ze vzorků, které byly odebrány z reprezentativních míst lávového proudu většinou dokládají slabou přednostní orientaci zrn magnetit-ulvöspinelu. Analýza EBSD naznačila pouze slabou orientaci plagioklasu u jednoho vzorku. Analýza dat minerální chemie, z ní spočtený obsah forsteritové složky olivínu a matematický model pro teplotu erupce a krystalizační sekvenci si navzájem odpovídají.

V lokalitě Machův lom byl zjištěn a popsán kužel chaotické brekcie v lávovém tělese – tzv. bezkořenný kužel (kráter).

## **Abstract**

Combined anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and crystallographic studies were applied on a neogene lava flow, for which we know the supposed flow path. Samples were studied under microscope, the minerals were analysed on microprobe, the orientation of olivine crystals was determined via EBSD and magnetic properties were studied. AMS data acquired from samples collected from representative outcrops of lava flow show weak preferred orientation of magnetite-ulvöspinel. EBSD analysis suggests only slight orientation of plagioclase in one sample. Analysed composition of olivine corresponds with mathematical model for eruption temperature and crystallization succession.

Rootless cone (disorderly breccia cone) in lava body was found and described in the abandoned Machův lom quarry.

# Úvod

Kenozoický bazaltový vulkanismus v Českém masivu probíhal v dlouhém období od nejsvrchnější křídly do kvartéru. Jedním z nejmladších vulkanických těles v Čechách jsou lávy na Kozákově. Ty v minulosti vzbuzovaly zájem, zejména s ohledem na obsah plášťových xenolitů. Cílem mého výzkumu bylo rekonstruovat procesy tečení lávy na základě dat z anizotropie magnetické susceptibility, přednostního uspořádání vyrostlic olivínu a z dat minerální chemie.

## Geografická charakteristika

Vrchol Kozákova (50°35'38.307"N, 15°15'48.469"E, 744 m.n.m.) se nachází v Libereckém kraji a studované horniny zasahují na území okresů Semily a Jablonec nad Nisou. Popisovaná oblast je zhruba vymezena trojúhelníkem mezi městy Turnov, Železný Brod a Semily (Obr. 1.).

Geomorfologicky je Kozákov součástí Krkonošské oblasti a celku Ještědsko - kozákovský hřbet (Demek, 1988). Zároveň je nejvyšší horou Českého ráje. Jihozápadní část hory o rozloze 162,83 hektarů je od roku 1985 chráněna jako národní přírodní památka Kozákov.

Ještědsko - kozákovský hřbet je hrást'ový hřeben táhnoucí se téměř 60 kilometrů od severozápadu, kde začíná sedlem mezi Pískovým vrchem (547 m.n.m.) v Lužických horách a Ostrým vrchem (514m.n.m.), který je součástí hřbetu. Nejvyšším bodem je Ještěd (1012 m.n.m.). Na jihovýchodě je hřbet zakončen vrcholem Kozákova.

Na severozápadě sousedí s Lužickými horami, na severu s Žitavskou pánví, na severovýchodě s Krkonošským podhůřím, na jihu s Jičínskou a na jihozápadě s Ralskou pahorkatinou. První tři jmenované celky patří také do Krkonošské oblasti Sudet, poslední dvě jmenované pahorkatiny patří do České tabule (Demek, 1988).

Kozákov je plochý vrchol celého SZ – JV hřbetu. Lávový proud z něj dále tek l k V až SV po mírnějším a nižším SV svahu hřbetu k údolí Chuchelského potoka, jehož hluboký zářez až do permského podloží je postvulkanického stáří.

Geomorfologicky složitější JZ svah Kozákova je příkřejší. Na Z svahy Kozákova byly tektonicky vysunuty klínovité kry cenomanských pískovců.



Obr.1. Orientační mapka ([www.seznam.cz](http://www.seznam.cz).)

## Geologický vývoj

Litosféra střední Evropy je tektonická koláž vzniklá devonskou konvergencí a karbonskou kolizí mezi Laurusií a Gondwanou a mezi nimi ležícími kontinentálními i oceánskými mikrodeskami, které k sobě přitmelila litosférické fragmenty různého stáří a původu. Z podobnosti zón dělíme střední Evropu na zóny moldanubickou, saxothuringickou a rhenohercynskou, každá z nich je složena ze složitých teránů. Tato stavba kůry je také vtisknuta do litosférického pláště, který naznačuje divergentně se uklánějící anizotropní struktury v moldanubických a saxothuringických zónách (Plomerová et al., 2005).

Na tuto litosféru je vestavěn kenozoický evropský riftový systém, který se vyvíjel v alpské předhlubni během pozdního eocénu a vyvíjí se dodnes (Dézes et al., 2004). Rozložení příkopů v riftovém systému je řízeno kenozoickou tenzí reaktivací



podložního zlomového systému, většina z těchto zlomů vznikla během pozdních fází variského orogenu.

Pozdně křídový až pleistocenní intradeskový vulkanismus v Českém masivu je soustředěn podél Oherského riftu, který vznikl v pozdním eocénu a také podél labské tektonovulkanické zóny, která se částečně kryje s lužickou poruchou. V tomto regionu je možné rozlišit čtyři hlavní epizody alkalického magmatismu, první je spjata se vznikem Oherského riftu a další tři s riftingem (Kopecký, 1978, 1987-1988). Toto rozdělení je však schematické a podle nových výzkumů by se měly oddělovat pouze starší preriftové a mladší riftové stadium (Ulrych - Pivec 1997).

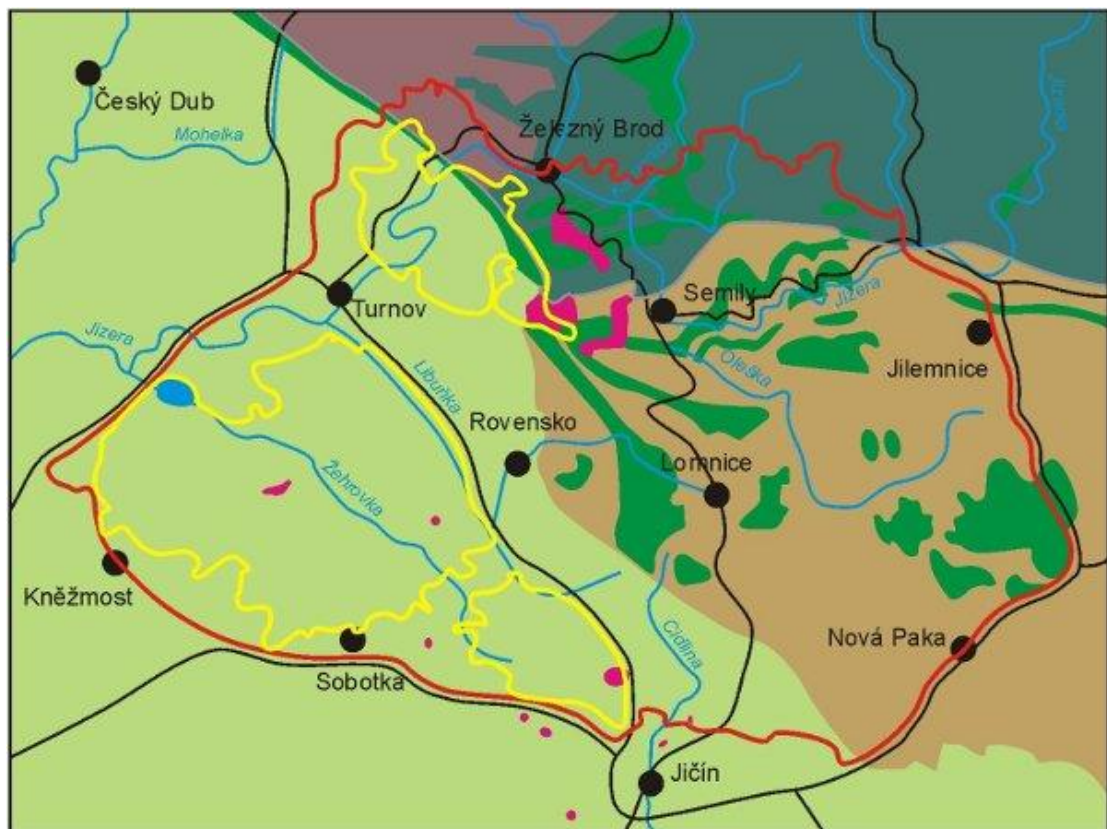
Kozákov leží na lužickém zlomu, 45 km od litoměřického hlubinného zlomu, který omezuje Oherský rift z jihu a pravděpodobně ohraničuje plášť podél rozhraní mezi lugikem a bohemikem. Mocnost kůry se ztenčuje ze 40 km pod centrem Českého masivu na 31 km pod Oherským riftem a na 32 km pod Kozákovem (Čermák et al., 1991). Seismicko - rychlostní hloubkový profil pro kůru bohemika a lugika odhaluje na obou stranách Kozákova relativně vysoko-rychlostní vrstvu (6,9 km/s) na bázi kůry (Čermák et al., 1991), což může dokládat vykrystalované produkty magmatu. Mocnost litosféry klesá ze 140 km v centru Českého masivu na 90 km pod Oherským riftem (Čermák et al., 1991).

## **Geologická charakteristika oblasti**

Oblast se rozkládá na styku železnobrodského krystalinika, podkrkonošské pánve a české křídové tabule podél lužického zlomu (Obr. 2.). Z regionálně - geologického hlediska spadá do saxothuringické zóny Českého masivu, a to do její západosudetské (lugické) části. Základem pro dnešní stavbu oblasti byla variská orogeneze (Marheine et al., 2002). Na kadomsky deformovaný fundament transgresivně nasedá spodní až střední kambrium (Buschmann et al., 1995). Sedimentace pokračovala až do spodního karbonu. Hlavní etapa střížné deformace a vrásnění postihla tuto část až ke konci spodního karbonu, tj.cca 330-320 Ma (Marheine et al., 2002), což odpovídá přesouvání orogenní fronty od JV k SZ (Kachlík, 1998).

Hranicí mezi autochtonní a paraautochtonní částí lugika jsou Ještědské pohoří a západní část krkonoško-jizerského krystalinika, v němž jsou kambordovické horniny varisky přeměněné na různé typy ortorul, které sledují kontakt mezi víceméně

autochtonní a paraautochtonní doménou. Alochtonní doména představuje soustavu příkrovů vysunutých k SZ, ze zóny mezi saskodurynskou a tepelsko-barandienskou deskou. Její průběh indikují výskyty HP-LT metamorfítů (tzv. modrých břidlic) v železnobrodském a rýchorském komplexu (Kachlík, 2003). V pásmu lužického zlomu jsou tyto horniny deformovány projevy křehké i plastické tektoniky. Svrchnopaleozoická podkrkonošská pánev je V - Z směrem protažená asymetrická deprese mezi kozákovským hřbetem a hronovsko-poříčskou poruchou (Pešek, 2001). Na severu transgreduje na krkonoško-jizerské krystalinikum nebo je oddělena zlomově. Na jihu se noří pod sedimenty křídly. Během permu se výrazně zerodovalo variské horstvo. Podél zlomů v zemské kůře probíhaly zvláště vertikální pohyby, které měly až tisícimetrový přesah (Kachlík, 2003). Ve spodním permu probíhala v celé západní části podkrkonošské pánve sopečná činnost.



Schematická geologická mapa geoparku UNESCO Český ráj bez kvartérního pokryvu



Obr. 2. Schematická mapa oblasti (<http://www.geology.cz/vav-cesky-raj/strucna-geologie>).

Česká křídlová pánev má stejné osové protažení jako ostatní křídlové pánve střední Evropy, a to SZ - JV, což odpovídá směru labské zlomové linie.

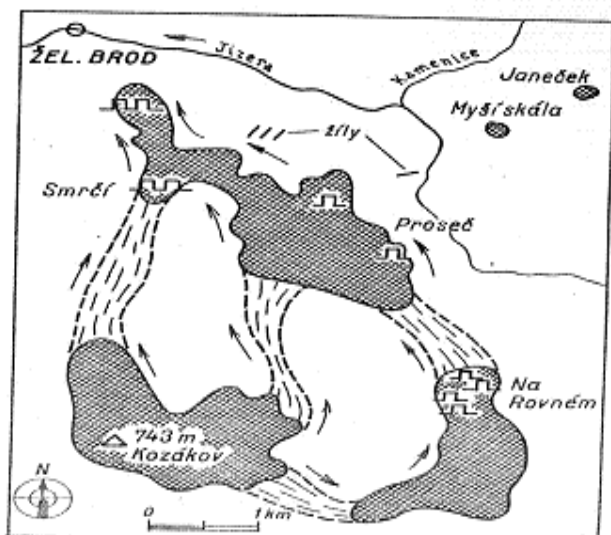
Horotvorné procesy alpínského vrásnění se v Českém masivu projeví tektonickými pohyby podél zlomů a místy sopečnou činností. Území severně od lužického zlomu bylo vyzdviženo o více než tisíc metrů (Kachlák, 2003).

## **Vývoj reliéfu**

Existence říčních štěrků pod distálními částmi kozákovských láv dokazují, že lávy vyplňovaly paleoúdolí Jizery. Dnes viditelné partie lávy tvoří hřbety, tyto lávy tekly směrem na severovýchod nikoli jižně, kde je vytvořeno široké a hluboké údolí podél lužické poruchy, což neodpovídá dnešní geomorfologii. Lze tedy předpokládat, že se lávy vylévaly do jiné paleotopografie s pozdějším utvářením deprese podél lužického zlomu. Tento pozvolný výzdvih masivu s kozákovskými lávami podél tohoto zlomového systému musel nastat později. Jeden ze strike-parallelních pohybů na lužickém zlomu byl zdokumentován v pliocenních kozákovských lávách a tak musel být postvulkanický (Rapprich, 2007). Předpokládejme tedy, že reliéf před tektonickým pohybem mohl být relativně rovný s širokými a mělkými údolí.

## **Předchozí výzkumy**

Geologická stavba Kozákova je výsledkem vývoje, který probíhal stovky milionů let. Jako první se na tuto oblast zaměřil Pacák (1947, 1952 a 1959), který provedl základní popis bazaltických hornin. Kopecký (1968) se ve své diplomové práci zabýval umístěním bazaltových láv na Kozákově (Obr. 3.). První silikátové analýzy kenozoického vulkanizmu severovýchodní oblasti provedl Shrbený (1992) a komplexní petrologickou studii poskytla Vaněčková et al. (1993). Dvě radiometrické datování přinesli Lustrino and Wilson (2007). Cajz et al. (2009) navrhl litostratigrafii neovulkanitů východočeské oblasti.



Obr. 3. Nákres lávového proudu Kozákova (Kopecký, 1968.)

Podle Shrbeného (1968) je horninou na základě chemického složení olivnický bazalt nebo nefelinický či analcimický bazanit. Láva se vyznačuje relativně vysokými obsahy MgO, Ni a Cr, které jsou nejspíš ovlivněny přítomností olivínových uzavření. Řeháček (1991) řadí horniny mezi bazanity s přechodným rázem mezi skaergaardským a havajským alkalickým trendem. Vzhledem k obsahu normativního nefelinu nad 5 %, je konečné označení horniny nefelinový bazanit.

Kozákov také spadá do tzv. jičínského vulkanického pole, což je oblast mezi Železným Brodem, Turnovem, Mnichovým Hradištěm, Jičínem, Lázněmi Bělohrad, Novou Pakou a Lomnicí nad Popelkou. Můžeme zde najít relativně dobře zachovalé struskové kužely a jejich přírodní dráhy. Zdejší vulkanické produkty řadíme do hornin skupiny olivinických bazaltoidů. Neovulkanity mají charakter menších izolovaných těles až na lávové relikty v okolí Kozákova. Tyto monogenetické sopky jsou příkladem strombolského (struskové kužele) a freatomagmatického (tufové kužele) erupčního stylu, a to podle míry interakce magmatu s okolím. Za silně magmatickou interakci lze považovat např. vulkán Prackov. Studie struskových kuželů starších než pliocén jsou vzácné především díky jejich erozi.

Většina těchto vulkanických těles v regionu Českého ráje byla dlouho interpretována jako přírodní dráhy – komínové brekcie, obnažené selektivní erozí (např. Coubal 1999; Coubal et al. 1999; Tíma et al. 1999). Rapprich (2001) a Cajz in Mikuláš et al. (2001) předpokládali přítomnost povrchových facií monogenetických vulkánů, které byly později skutečně prokázány (Rapprich et al., 2007).

Cajz et al. (2009) nově rozdělil litostratografii jičínského vulkanického pole na kozákovské a trosecké souvrství. Aktivita kozákovského souvrství je s jistotou řazena do jednoho období normálního polarity v zóně C3 (4,2–5,2 Ma). Paleomagnetická data vykazala malou sekulární variaci a extrémní magnetickou inklinaci vektoru přirozené remanentní magnetizace, což dokládá velmi rychlou krystalizaci lávy. Proto Cajz et al. (2009) předpokládá vývoj vulkánu do jednoho milionu let a tedy stáří  $4,92 \pm 0,25$  Ma.

## **Pliocénní lávy na Kozákově**

Asi jedenáctikilometrový lávový proud (Kozákov – Bačov – Na Rovném – Chuchelna – Smrčí – Pelechov – Železný Brod) na Kozákově a v jeho blízkém okolí vyprodukoval patrně jeden spojitý výlev z přírodní dráhy vulkánu u Prackova. Láva, charakteristická velmi nízkou viskozitou, se podle reliktních rozlévala do depresí tehdejšího reliéfu, který se svažoval spíše k S, kde nalézáme největší objemy láv. V distální části u Semil a Železného brodu se vylila do koryta tehdejší Jizery (Gotthard, 1931) a pokryla mladoterciární sedimenty (Konzalová, 1973). Lávový proud dosahuje maximální mocnosti kolem čtyřiceti metrů ve své spodní partii u Semil (vrty H-1, P-2, P-3, P-4, P-5, SI5).

Nefelinický bazanit s hojnými vyrostlicemi olivínu je téměř bez vyrostlic klinopyroxenu. Základní hmota je tvořena hojným drobným olivínem, méně už klinopyroxenem, Fe–Ti oxidy a sklem (méně často krystalované světlé fáze – plagioklas a nefelín). Absence vyrostlic klinopyroxenu může souviset s vyšší teplotou magmatu při erupci. Stáří prackovského kuželu, který je předpokládaným zdrojem kozákovské lávy bylo stanoveno metodou K-Ar na  $4,92 \pm 0,25$  Ma (Cajz et al., 2009).

Bazaltické horniny jsou také zdrojem xenolitů – lherzolitových nodulí. První kozákovské xenolity popisoval Farský (1876), horninové a minerální analýzy prováděl Fediuk (1972) a Vokurka s Povondrou (1983).

Láva na Kozákově obsahuje hodně plášťových xenolitů a vzácně spodnokorové xenolity olivinického gabronoritu (Ackerman, 2007). Plášťové xenolity zabírají 2–3 % objemu lávy, olivinické fenokrysty dalších 7–8 %. Peridotitové xenolity mají 6–10 cm v průměru a vzácně i do 70 cm. Plášťové horniny jsou bezvodé a obsahují proměnlivé množství olivínu, ortopyroxenu, klinopyroxenu a spinelu. Dominuje zde spinel

lherzolit, ale bylo také nalezeno menší množství harzburgitu a dunitu, vzácně pak websterit, olivinický klinopyroxenit a ortopyroxenit (Ackerman, 2007).

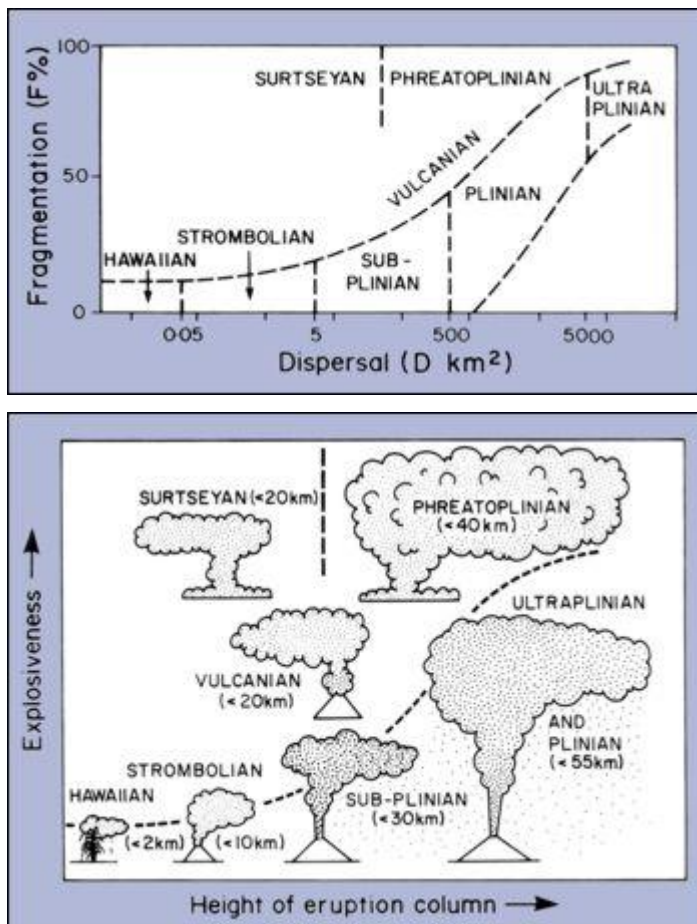
Podle Christensena et al. (2001) je sub-kozákovská litosféra zvrstvená. Skládá se z nízkoteplotní ekvigranulární vrstvy v hloubkách 32-43 km, ze střední protogranulární vrstvy v hloubkách 43-67 km a z vysokoteplotní ekvigranulární vrstvy v hloubkách pod 67 km. Tato zvrstvená struktura je dílem variské orogeneze, během které byl granátický peridotit tektonicky vmístěn do spinel peridotitu. Neogenní pohyby a zahřívání svrchního litosférického pláště zahájilo rekrystalizaci metastabilního granátického peridotitu na spinel peridotit, ve kterém je dřívější přítomnost granátu indikována nápadnými spinel - pyroxenovými symplektity.

Detailní geotermobarometrické kalkulace provedl Medaris et al. (1999), seismické vlastnosti byly spočítány z olivinické petrologické stavby Christensen et al. (2001). Hlavní prvky a REE pro celkovou horninu a klinopyroxeny určil Konečný et al. (2006). Jako u většiny spinel-lherzolitových xenolitů data dokazují přerušení vazeb hlavních a stopových prvků, které bylo způsobeno extrakcí taveniny během parciálního tavení a následnou metasomatózou [např. nárůst FREE, LILE a HFSE].

## Typy erupcí

Magmatické erupce dělíme podle jejich explozivity na havajské, strombolské a pliniovské (Obr. 4.) Vulkánské erupce představují malý až středně velký vulkanický výbuch trvající sekundy až minuty. Tvoří se nad přívodními dráhami, ze kterých stoupá magma viskózní, volatily bohaté, které za pomalých rychlostí vezikuluje.

Freatomagmatické erupce vznikají při kontaktu s vodou (jezero, řeka, podzemní voda, moře). Dělíme je na surtseyské a freatopliniovské. Podle závislosti hloubky interakce s magmatem, podle tlakových podmínek se voda ohřeje nad 100 °C, stane se superkritickým fluidem nebo párou. Horký fluid nebo pára se infiltruje do magmatu podél jemné sítě trhlinek a v určité chvíli dojde k explozi. Proto tyto erupce produkují relativně chladné erupční sloupce a rozptýl fragmentů zůstává nízký.



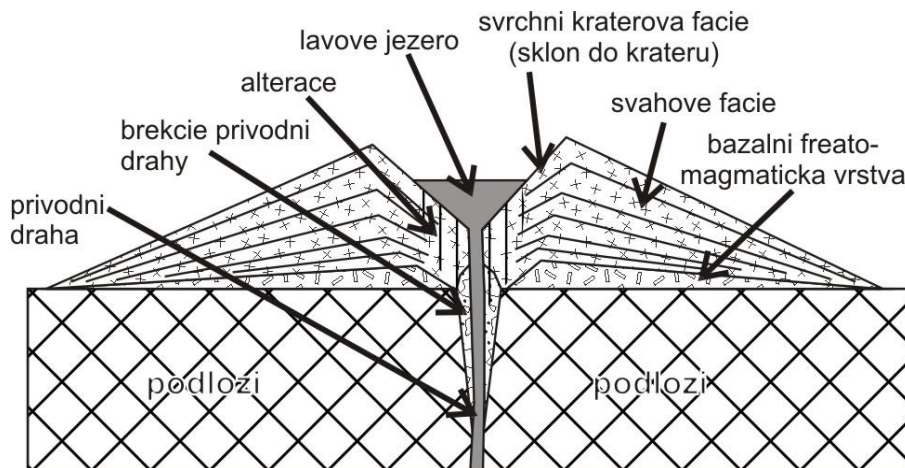
Obr. 4. Typy erupcí (Cas and Wright, 1987; horní obr. upraven z originálu Walker, 1973).

Prackovský vulkán charakterem pyroklastických uloženin odpovídá struskovému kuželu, tedy produktu strombolské vulkanické aktivity.

## Anatomie struskového kuželu

Podle známých dat (Schminke 1977, Head a Wilson, 1989, Risso et al. 2008) se ve stavbě struskového kuželu rozlišují čtyři základní facie (Obr. 5.). Iniciální fáze, jež často představuje reakci mezi magmatem a vodou dává vzniknout nevytříděné na xenolity bohaté bazální freatomagmatické vrstvě. Tato fáze může produkovat z jedné nebo několika erupcí jednu či více nestratifikovaných vrstev. Následná činnost magmatických plynů tvoří hlavní část, a to stavbu samotného kuželu, který se skládá z periklinálně ukloněných svahových – facií na vnější části kuželu a do středu se uklánějících kráterových facií ve vnitřní části. Svrchní kráterová facie bývá často

nespečená. Na rozdíl od svahových facií se svrchní kráterové faciie uklánějí směrem do kráteru a vyznačují se hruběji zrnitými struskami obsahující sopečné bomby. Spodnokráterové faciie jsou často silně alterované magmatickými fluidy a pak plynule přechází do jícnové brekcie, která už představuje podpovrchovou část sopky. Pozdější magmatická aktivita byla již na volatilie chudá.



Obr.5. Anatomie struskového kuželu (Rapprich et al., 2007).

## Bezkořenné krátery

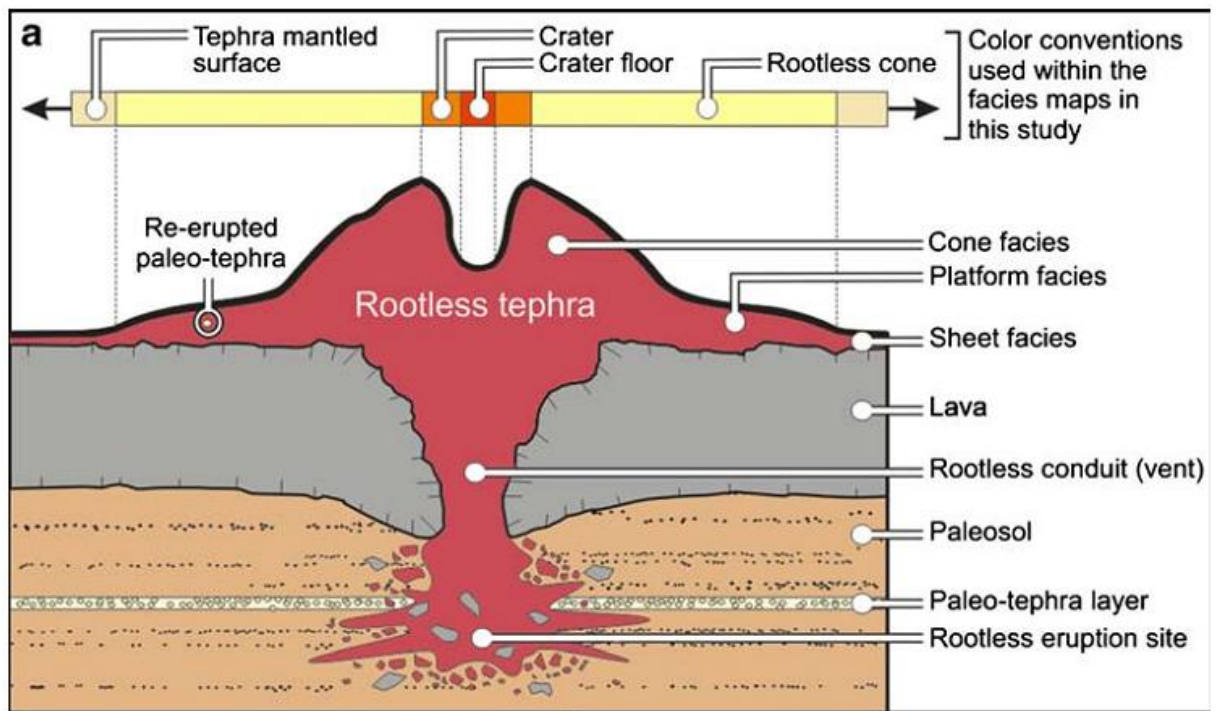
Vulkanické bezkořenné krátery známé také jako pseudokrátery vznikají explozivní interakcí mezi lávou a vodou nasyceným substrátem (Thorarinsson, 1951, 1953), kterým většinou jsou litorální prostředí, lakustrinní pánve, koryta řek, podledovcové výplavové plošiny (Fagents a Thordason, 2007). Skupiny terestrických bezkořenných kráterů pokrývají plochu o rozloze přibližně 0,5-150 km<sup>2</sup> a vypadají jako kužely 1-35 m vysoké a 2-450 m široké (v bazální části) (Fagents and Thordason 2007).

Hypotéza Thorarinssona (1951, 1953) předpokládá, že erupce bezkořenného kráteru je spouštěna freatickou explozí, která je zahájena díky konduktivnímu přenosu tepla z horké lávy do podložního vodního rezervoáru. Termální konduktce a vypařování vody pokračuje do té doby, než tlak páry překoná mechanickou sílu lávového proudu.

Obecný termín pro všechna pyroklastika vzniklé explozivní interakcí mezi vodou a lávou se nazývá bezkořenná tefra. Exploze začíná v oblasti pod lávou nazvané jako bezkořenné erupční místo. Uloženiny bezkořenné erupce se dělí na tři faciie: (1) distální napadaný materiál s plochou geometrií, (2) platformní faciie z tefry vytvořená ze



středních napadaných uloženin, (3) kuželová facie, která utváří prudce se sklánějící kužel okolo kráteru (Obr. 6.). Zrnitostně se v distálních částech jedná o popel, na platformách popel – lapilli a lapilli – bomby v kuželové facii. Bezkořenná tefra je nezpevněná až na proximální uloženiny, které mají většinou reverzně zvrstvené sekvence se spečenými vrstvami. Uložení obsahují nezanedbatelnou frakci substrátu.



Obr. 6. Model facií bezkořenných kráterů: 3 morfologické typy: distální napadaný materiál s plochou geometrií, platforma z tefry a kuželová facie (Hamilton, Thordarson, Fagents, 2010).

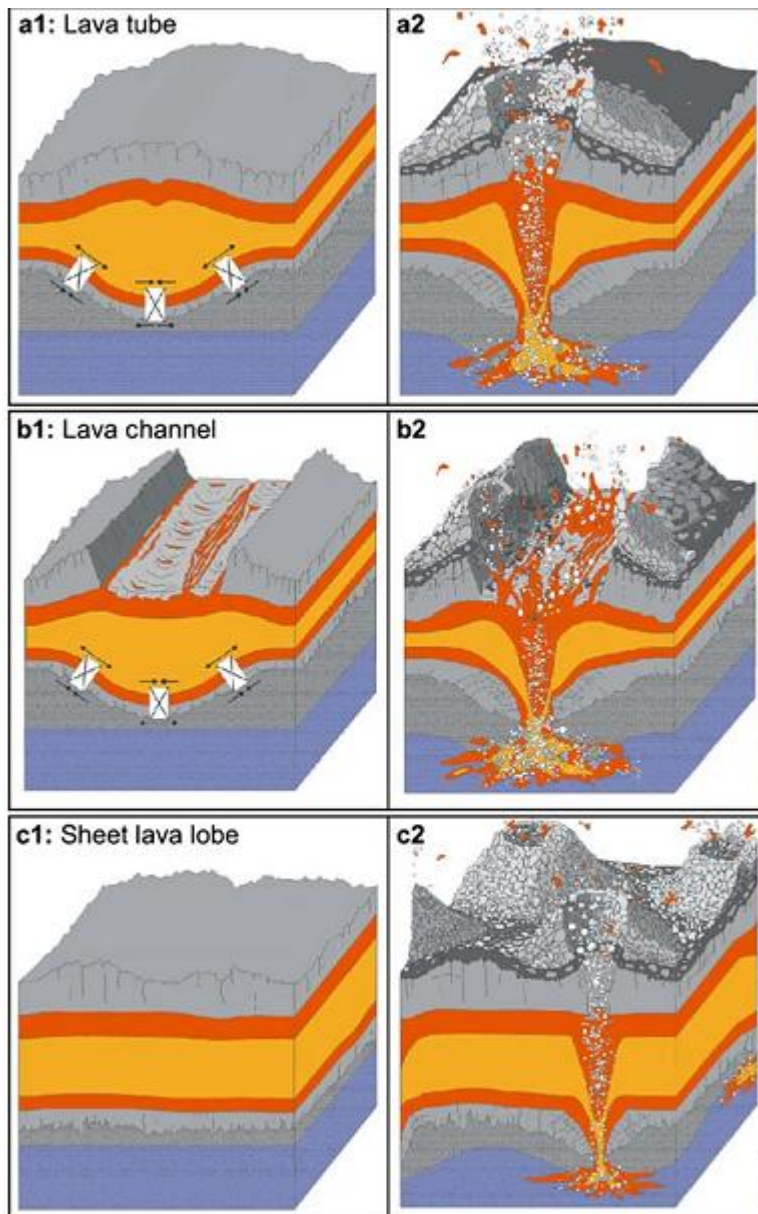
### **Typy bezkořenných kuželů**

Všeobecně se bezkořenné kužely dělí na uspořádané a neuspořádané (Hamilton, Thordarson, Fagents, 2010). Uspořádání kuželů závisí na geometrii lávového laloku a způsobu transportu v lávovém proudu. Rozlišují se dva koncové členy geometrie: (1) úzká cesta toku lávy zahrnující jak lava tube, tak lávové kanály, které mají oba tendenci tvořit uspořádané bezkořenné kužely; a (2) štítové laloky s neomezeným systémem toku, které tvoří neuspořádané bezkořenné kužely. Jak láva chladne, původní široké cesty štítových laloků se mohou stéci do prioritních cest (Self et al. 1998), ale naopak nemohou.

Uspořádané bezkořenné krátery ukládají tefru na stabilní lávový povrch nad lava tube a tak tvoří radiálně symetrické kužely (Obr. 7.a2), kdežto tefra uložená nad lávový kanál bude tvořit kužel tvarovaný do písmena V po celé ose lávového kanálu (Obr. 7.b2). Jednotlivá erupční místa vytváří izolované bezkořenné krátery s radiální symetrií. Tyto kužely pak vytváří jakési osovité koryto provázané hradbou na tekoucí lávu napadané tefry a výsledná párová půlkuželová morfologie se také často vyskytuje mezi kanály napájenými litorálními kužely (Mattox and Mangan, 1997).

Úzké cesty lávy jsou předurčeny k uspořádávání kuželů, protože rozložení tlaku na bázi lávového proudu generuje poruchu podél osní zóny. Tekoucí pahoehoe rychle rozvíjí zvrstvenou reologickou strukturu, jež zahrnuje křehkou kůru obklopující viskoelastickou vrstvou, která obaluje tekuté jádro (Hon et al., 1994). Křehká bazální kůra může být oslabena vývojem fraktur při chladnutí, tudíž stabilita proudu je odvozena z viskoelastické vrstvy. Jestliže láva teče po stlačitelném podloží, může poklesnout, pak křehká kůra praská (maximální pnutí je podél osy toku), extenze umožní viskoelastické vrstvě a tekutému jádru se vylít podél trhlin. Jestliže se takto vyteklá láva dostane do kontaktu s vodou nasyceným substrátem, reaguje s ní a vytvoří „komín“ až k povrchu lávy. Tato erupce většinou přehradí tok lávy, což zvýší inflating ve vyšší části lava tube, tam se zvětší tlak na viskoelastickou vrstvu, čímž může dojít k další trhlinám v bazální části a dalším erupcím, které směřují směrem proti proudu lava tube, což vytváří uspořádané bezkořenné kužely (Fagents a Thordarson, 2007).

Podmínky pro vznik trhlin u širokých proudů nejsou dobře popsány, ale za důvod se předpokládají topografické nerovnosti, různá stlačitelnost substrátu a umístování lávy (Hamilton, Thordarson, Fagents, 2010).



State of Stress	Substrate	Lava Structure		Tephra Deposits
		<b>Thermal Boundary</b> 800°C 1070°C 1070°C 800°C		
			<b>Rheology</b> Brittle Upper Crust Viscous Layer Fluidal Core Viscous Layer Brittle Lower Crust	Cone: Lapilli and Bombs Sheet: Ash and Lapilli

Obr. 7. Typy bezkořenných kuželů: a - lava tube, b – lávový kanál, c- štítové laloky (Hamilton, Thordarson, Fagents, 2010).

## **Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)**

Abychom mohli měřit, či určit petrologické struktury během pohybu lávového proudu můžeme použít anizotropii magnetické susceptibility (AMS). Podle některých studií na lávových proudech (Cañón-Tapia et al., 1996, 1997) a experimentálních výsledků (Cañón-Tapia a Pinkerton, 2000), AMS může být spjata se stříhovou historií lávy a tak ji můžeme použít jako indikátor směru toku. Model, který má maximum susceptibility na ose  $k_1$  (magnetická lineace) se shoduje se směrem toku, zatímco osa  $k_3$  (pól magnetické roviny) je kolmá na plochu lávového proudu. Tato stavba byla pozorována v mnoha bazaltických proudech (Herrero-Bervera et al., 2002; Zhu et al., 2003). Pro vyšší stříhová napětí ukazují experimentální tokové modely (Arbaret et al., 1996; Ildefonse et al., 2002), že protáhlé částice směřují k uspořádání pod malým úhlem od směru toku. Takže AMS vyplývající z imbrikované stavby protáhlých zrn (Knight a Walker, 1988; Cañón-Tapia et al., 1996; Moreira et al., 1999; Geoffroy et al., 2002) může dávat cennou informaci a směru toku.

Interpretace stavby susceptibility vyžaduje přesnou znalost magnetické mineralogie. Curieho teploty a nízké teplotní měření susceptibility dávají informace o povaze minerálů nesoucí magnetickou susceptibilitu, kdežto hysterezní vlastnosti poskytují informace o velikosti zrn a vzniku magnetické anizotropie (Bascou et al., 2005). Petrofabrické studie a přímé srovnání magnetické a krystalografické stavby umožňuje samotnou interpretaci magnetické stavby (Benn et al., 1993; Yaouancq a MacLeod, 2000; Bascou et al., 2002). Takové studie ve vulkanických horninách jsou vzácné a jsou zaměřeny na měření tvaru přednostní orientace minerálů a vezikul. Novou možnost, jak měřit mřížkovou přednostní orientaci pro všechny minerály přináší electron backscattered diffraction (EBSD).

### ***Význam AMS***

Vysoké stupně anizotropie byly pozorovány pouze na vzorcích deformovaných při vysokých teplotách podobných těm erupčním a pak byly velmi rychle zchlazeny. Zatímco lávy, které prodělali podobné stříhové napětí za vysokých teplot, ale mohly chladnout pomalu a bez dalších deformací, mají nízký stupeň anizotropie (Cañón-Tapia, Pinkerton, 2000).

Podle Cañón-Tapia a Pinkertona (2000) se lávy s vysokou celkovou susceptibilitou tvoří za pomalého chladnutí nebo při deformaci za nízkých teplot, zatímco lávy, které prudce zchladly z teplot vyšších, než 1180 °C mají celkovou susceptibilitu nižší.

## Metodika

Použitá metodika se skládala ze dvou základních etap – terénní a laboratorní. V terénu bylo odebráno 284 orientovaných vzorků (Přílohy tab. 2) na šestnácti lokalitách (viz lokalizace vzorků níže, obr. 8.). Vzorky byly navrtány motorovou vrtačkou, byla změřena jejich magnetická orientace a nakonec byla jednotlivá jádra popsána (Přílohy tab. 1.). Dále byla válcovitá jádra v Geologickém ústavu AV ČR rozřezána na jednotlivé vzorky 22 mm dlouhé a o průměru 25 mm.

Vzorky s označením CR 021, 023, 024, 026, 027 sloužily jako dodatečné popisy geologických a vulkanologických pozorování a nebyly doplněny odběrem vzorků pro paleomagnetické studie.

Laboratorní práce začaly tím, že výnosy jednotlivých jader byly označeny zkratkou a číslem lokality a písmeny A, B, C, přičemž začátek abecedy určuje směr z povrchu do hloubky vrtu. Každý vzorek byl v laboratoři Paleomagnetického ústavu v Průhonicích změřen na přístroji Kappabridge KLY-4S CS-3 (Agico spol. s r.o.) ve slabém magnetickém poli. Jednotlivé válečky byly vkládány postupně, ve třech na sebe kolmých orientacích, změřené hodnoty magnetických susceptibilit byly vyhodnocovány programem Anisoft.

Chemicky leštěné výbrusy vzorků byly zhotoveny v České geologické službě a byly připraveny ze vzorků vrtných jader po analýze AMS. Vzorky JC 12-04 - Smrčí, 14-06 - Prackov, JC 17-02 - Pelechov, JC 26-02 - Machův lom (viz lokalizace vzorků níže, Obr. 8.), byly podle lokality vybrány jako reprezentativní pro další studium lávového proudu. Studium těchto výbrusů pomocí polarizačního mikroskopu ukazovalo na nevýrazně porfyrickou lávu s vyrostlicemi olivínu, který tvoří asi 20 % horniny, základní hmotu tvoří klinopyroxen (titaničito-hlinitý diopsid), plagioklas (labradorit, bytownit), olivín, nefelín, ilmenit, magnetit-ulvöspinel a sklo. Vyrostlice olivínu jsou přítomny ve dvou generacích. Pyroxen tvoří menší vyrostlice. Magnetit-ulvöspinel je hlavním opakním minerálem.

Analýzy hlavních oxidů a stopových prvků včetně REE celkové horniny PCV-1-Prackov (=JC-14) byly provedeny v laboratořích Activation (Ancaster, Ontario). Před analýzou byly rozemleté vzorky smíchány s tavidlem skládajícím se z  $\text{LiBO}_2$  (lithium metaborát) a  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  (lithium tetraborát) následně pak roztaveny v indukční peci. Tavenina se poté kompletně rozpustila v 5 % roztoku  $\text{HNO}_3$ . Množství hlavních a vybraných stopových prvků (Sr, Ba a V) bylo zjištěno za pomoci přístroje Thermo

Jarrell-Ash ENVIRO II ICP nebo na Spectro Ciros IPrior. Zbývající stopové prvky byly stanoveny za pomoci přístroje Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000 nebo 6100 ICP-MS.

Kvantitativní chemickou mikroanalýzu minerálního složení sledovaných minerálů jsem pořídila v laboratoři rentgenové mikroanalýzy (LAREM) České geologické služby na Barrandově na přístroji CamScan 3400 s využitím systému energiové disperze (EDS - Link ISIS 300) při proudu elektronového svazku 2,5-3 nA, urychlujícím napětí 15 kV a pracovní vzdálenosti 35 mm. Pro standardizaci systému byly použity následující minerální standardy pro silikátovou analýzu. Standard pro Si pocházel z diopsidu, pro Ti z rutilu, pro Al z andalusitu, pro Cr z chromitu, pro Mg ze syntetického forsteritu, pro Ca z wollastonitu, pro Mn ze syntetického tephroitu, pro Fe ze syntetického fayalitu, pro Ni ze syntetického Ni-olivínu, pro Na z jadeitu, pro K z ortoklasu, pro P a F z apatitu a pro Cl z halitu.

Pro výpočet chemického složení byla použita korekční procedura ZAF. Olivíny byly rozpočítány na 4 kyslíky, klinopyroxeny na 6 kyslíků a plagioklasy na 8 kyslíků. Chemické analýzy olivínů byly dále zpracovány rozpočtem na forsteritové komponenty, které jsem využila pro srovnání s matematickým modelem krystalizace.

Přednostní orientace minerálů v hornině (minerální stavba) byla zjišťována metodou EBSD (electron backscatter diffraction). Výbrusy byly umístěny do SEM CamScan 3400 a sklonily se přibližně o 70° vzhledem k průběhu elektronového svazku, který měl proud 5 nA, pracovní vzdálenosti byla 33 mm a urychlovací napětí 20 kV. Difrakční záznamy byly pořízeny detektorem Nordlys II a dále pak zpracovány využitím funkcí softwaru Channel 5 (HKL Technology) (Schmidt a Olensen, 1989). Vzešlá data jsem využila pro zjištění přednostní orientace jednotlivých zrn ve výbrusu a k jejich strukturní identifikaci.

Analýza přednostní krystalografické orientace byla vyjádřena v podobě stereografických pólových projekcí na spodní polokouli pro hlavní krystalografické roviny.

## Získaná data

### Makropopis lávového proudu

Lokalizace vzorků odebraných pro analýzy AMS a EBSD.

kód	název lokality	N	E	poznámka
JC-08	Smrčí	50°37,248'N	15°17,121'E	činný lom
JC-09	Smrčí	50°37,248'N	15°17,121'E	činný lom
JC-10	Smrčí	50°37,248'N	15°17,121'E	činný lom
JC-11	Smrčí	50°37,311'N	15°16,890'E	činný lom
JC-12	Smrčí	50°37,361'N	15°16,680'E	činný lom
JC-13	Prackov	50°36,268'N	15°14,704'E	svrchní část jezera, vezikulovaná láva
JC-14	Prackov	50°36,247'N	15°14,708'E	JV úpatí nižší partie
JC-15	Prackov	50°36,317'N	15°14,612'E	JZ svah láva mezi struskami
JC-16	Na Rovném	50°35,350'N	15°18,756'E	starý lom u rozvodny
JC-17	Pelechov	50°38,011'N	15°16,200'E	opuštěný lom
JC-21	Kozákov-Bačov	50°35,067'N	15°16,719'E	restaurace U Kodrů
JC-22	Kozákov-Komárov	50°35,326'N	15°16,638'E	výchoz v serpentíně
JC-23	Chuchelna	50°37,000'N	15°17,637'E	západní čelo lomu
JC-24	Chuchelna	50°36,948'N	15°17,986'E	jv. část lomu
JC-26	Machův lom	50°35,771'N	15°18,552'E	střídání deskové a sloupcové odlučnosti
JC-27	Žlábek	50°34,389'N	15°17,639'E	samota čp. 43



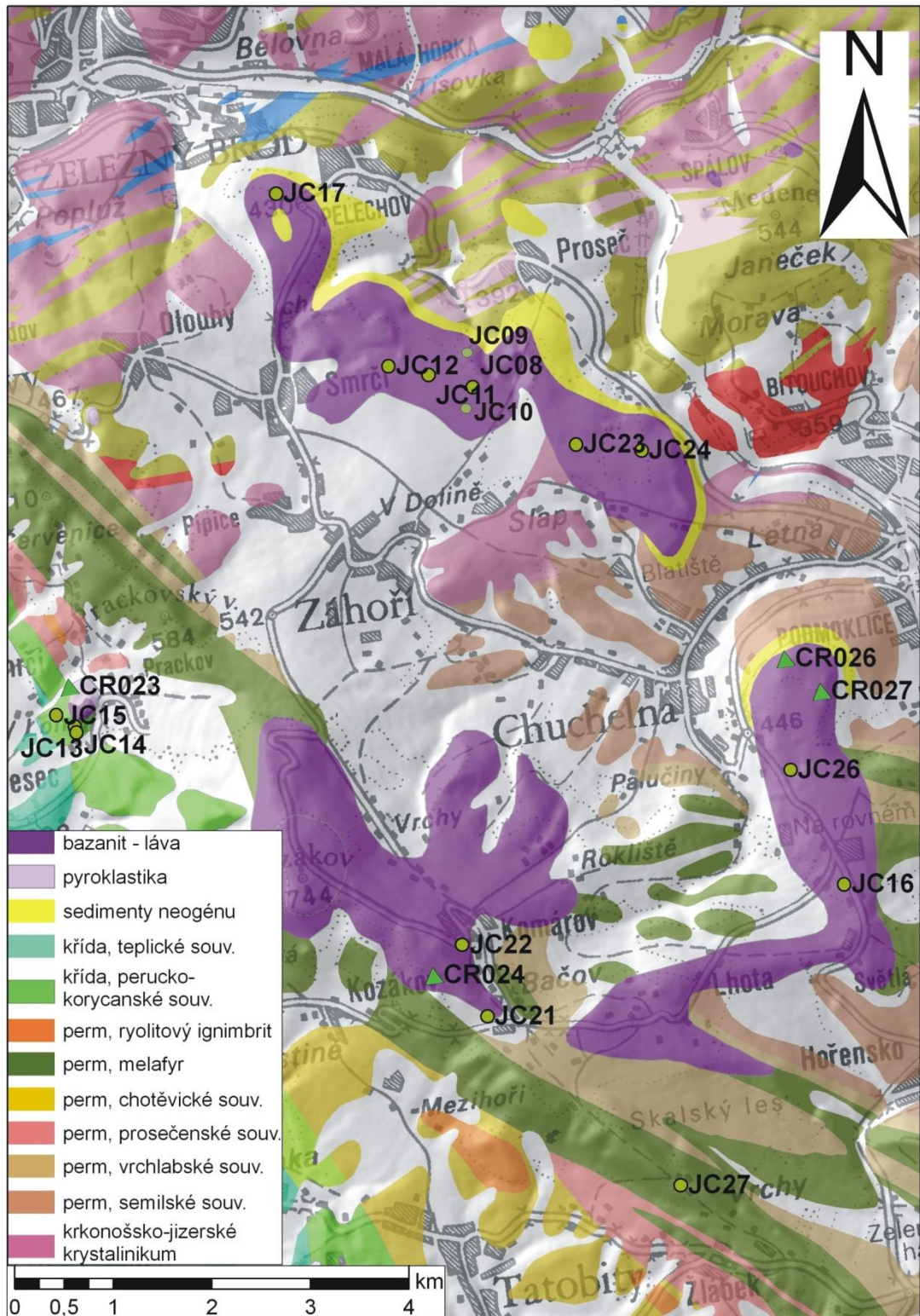
CR 021 – Machův lom

CR 023 – Prackov – výchoz u potoka

CR 024 – Bačov – rozsutý výchoz na kraji lesa

CR 026 – Klinkovice

CR 027 – Lom v Lomech



Obr. 8. Geologická mapa s odběrovými místy. Kontury láv jsou z map v měřítku 1:50 000 a z mapového serveru ČGS.

### ***Popis pyroklastických hornin Prackov***

Za zdroj kozákovské lávy je považován prackovský vulkán (Rapprich et al., 2007), neboť na vrcholu samotného Kozákova nebyly zjištěny pyroklastické uloženiny, které by odpovídaly blízkosti erupčního centra. Interpretace erupční aktivity prackovského vulkánu vyžadovala především detailní popis pyroklastických uloženin.

Pyroklastika prackovského vulkánu jsou odkryta v několika výchozech na jižním a západním svahu. Různá výšková úroveň jednotlivých výchozů zajišťuje dokumentaci různých fází erupčního vývoje tohoto vulkánu.

Vlastní báze pyroklastické sekvence je odkryta v zářezu potoka na západním okraji kužele (CR 023) (Obr. 9. a 10.). Nacházejí se zde nevytříděná pyroklastika s podpůrnou stavbou matrix, klasty jsou angulární, kompaktní a tvořeny nevezikulovaným bazaltem o velikosti 1-3 cm, vzácně i 25 cm. Na výchozu jsou patrné náznaky plochého zvrstvení. Pyroklastické uloženiny obsahují vysoký podíl xenolitického materiálu, který je derivován především z podložních křídových pískovců. Vysokému podílu nevulkanického materiálu odpovídají i hodnoty úhrnné magnetické susceptibility v rozmezí  $2,1-2,7 \times 10^{-3}$  SI.

Celkově tyto uloženiny při bázi prackovského vulkánu odpovídají bazální freatomagmatické poloze běžných struskových kuželů (např. Schmincke, 1977; Rapprich et al., 2007; Risso et al., 2008).



*Obr. 9. CR 023 - Prackov – báze - freatomagmatická pyroklastika.*



*Obr. 10. CR 023 - Báze freatomagmatická pyroklastika.*

Na výchozech ve střední části svahu jsou již pyroklastika mnohem lépe vytříděna a mají podpůrnou strukturou zrn (Obr. 11.). Převládají fragmenty silně vezikulované bazaltické horniny (strusky) o velikosti 1–10 cm. Oproti bazální poloze je zde vidět nižší stupeň fragmentace. Jednotlivé fragmenty strusky na sobě leží volně, jsou nedeformované a nespečené. Celkově tato pyroklastika odpovídají strombolské erupci běžného struskového kužele.

Výchozy v nejvyšší části svahu jsou charakteristické úklonem pyroklastických uloženin zapadajícím do centra vulkánu (Obr. 12.). Pyroklastika jsou v této části výrazně hruběji zrnitá než ve střední části svahu. Převažují úlomky strusek o velikosti 5-15 cm, časté jsou i mnohem větší (až 50 cm). Některé větší útržky lávy vykazují znaky plastické deformace po dopadu a spékání. Větší bomby uzavírají xenolity plášťových peridotitů.



*Obr. 11. Prackov – high energy strombolská pyroklastika.*



*Obr. 12. Prackov – úklon pyroklastických uložení, low energy strombolská pyroklastika.*

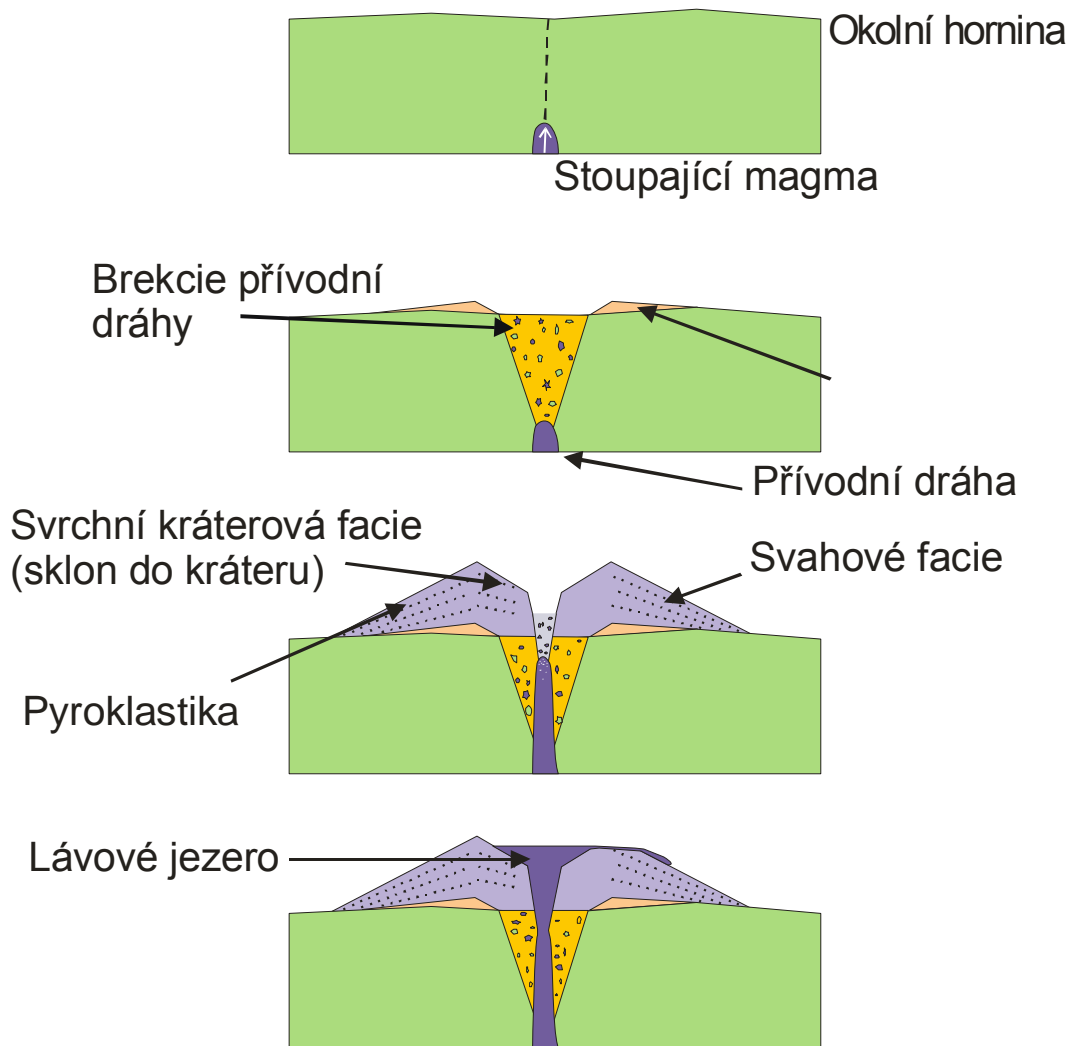
Povaha a způsob uložení pyroklastických vrstev dávají podnět k tomu, že jsou zde zachovány svrchní části kráterové facie, svahové facie a freatomagmatická vrstva. Původní kráter byl vyplněn kompaktní bazaltickou lávou, která tak utvořila lávové jezírko (Obr. 13.).



*Obr. 13. Deprese ve vrcholové partii lokality Prackov je pravděpodobně reliktem původního vulkanického kráteru.*

Na obrázku 14. je schematicky znázorněn předpokládaný model vývoje prackovského vulkánu.

# PRACKOV



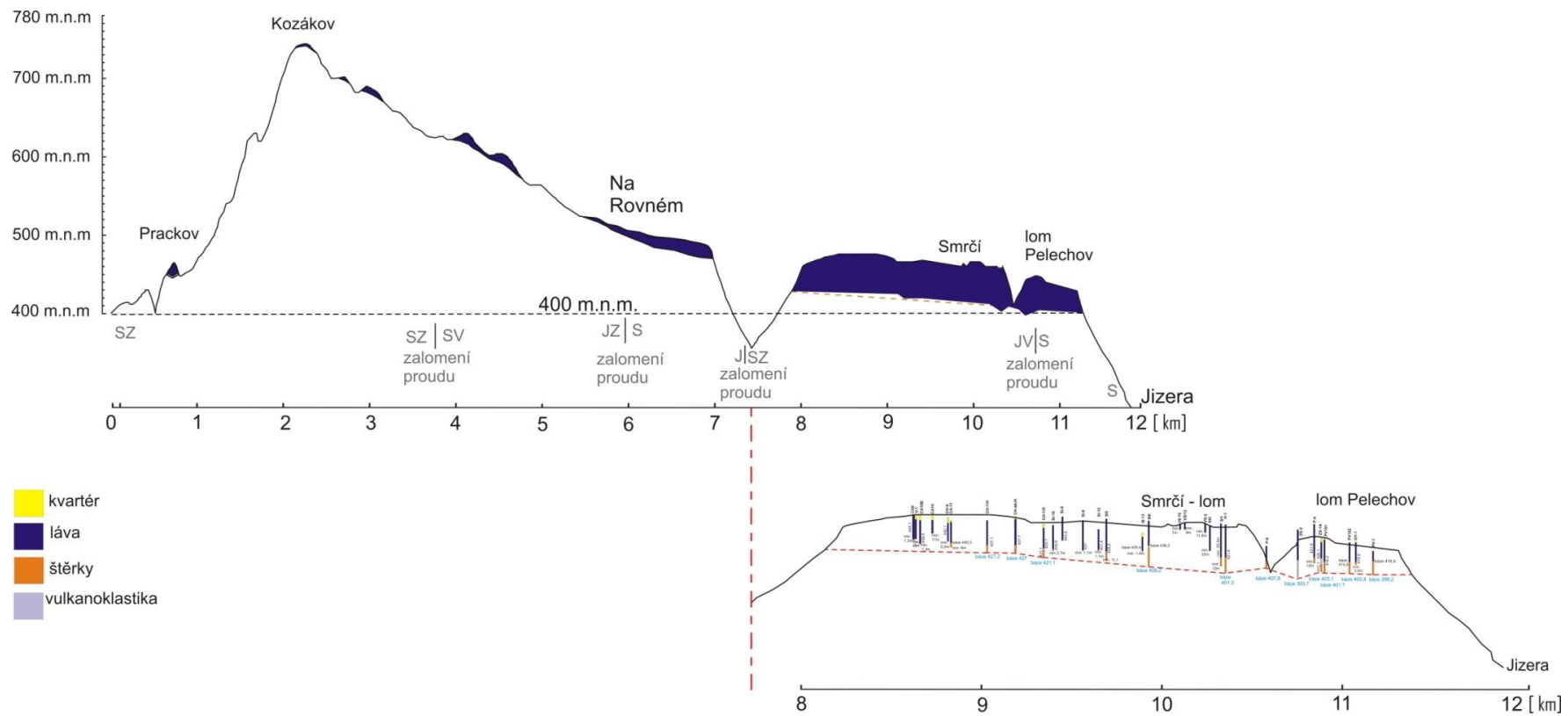
Obr. 14. Model vývoje prackovského vulkánu.

Od vrcholu Kozákova až k Pelechovu je možné sledovat lávový proud v několika erozních reliktech. Studium tohoto lávového proudu je zde umožněno četnými výchozy a opuštěnými lomy.

Obrázek 15. znázorňuje vertikální profil lávového proudu od Prackova přes vrchol Kozákova, Kozákov-Bačov, Na Rovném, Chuchelnu, Smrčí a Pelechov až k Jizeři v Železném Brodu. Lávový proud tekł z Prackova směrem na jihovýchod až k Bačovu, kde se stáčí směrem na severovýchod. Z lokality na Rovném tekł severním směrem až k údolí Chuchelského potoka, kde se stáčí na severozápad. Na severním okraji obce Smrčí se proud stáčí na sever do údolí Jizery v Železném Brodu.

Ve spodní polovině lávového proudu jsou do profilu zakresleny vrty z webové aplikace ASGI a eEarth z databáze ČGS - Geofondu a podle jejich báze je předpokládán původní reliéf. Od Kozákova k lokalitě Na Rovném není láva přítomna ve větších mocnostech, proto se zde dá předpokládat strmější charakter původního svahu. Od lokality Na Rovném k Pelechovu se nacházejí největší akumulace lávového proudu, je zde také největší činný lom v kozákovských bazanitech.





Obr. 15. Vertikální profil lávovým proudem. Spodní obrázek znázorňuje spodní část lávového proudu od Chuchelského potoka se zakreslenými vrty.

V opuštěných lomech je možné studovat procesy spojené s vylitím lávy do údolí Paleo-Jizery.

Na lokalitě V Lomech (CR 027) je na bázi lávového proudu odkryta poloha sedimentů s hyaloklastiky (Obr. 16.). Výchoz v severní stěně představuje sloupcově odlučný bazanit s peridotitovými peckami, ve svrchní části přechází do bločkové odlučnosti. Na bázi se nachází poloha vulkanoklastik rezavé barvy. Vulkanoklastika zahrnují vytříděné polohy o zrnitosti jemnozrnného písku až hrubozrnného písku, zřejmě sedimentovaného před přítokem lávy (Obr. 17. a 18.).

Ve výbrusu můžeme vidět hyaloklasty, přimíchaný materiál z krystalinika, zaoblené úlomky špatně vykrytalované bazaltické horniny s rozloženým sklem a krystaly křemene (Obr. 20.). Výbrus CR027Cmikro (Obr. 19.) už obsahuje méně skla a více vykrytalovaných jemnozrnných fází. Četnost nevezikulovaných skelných fragmentů odpovídá hyaloklastické povaze uloženiny.

Změřená úhrnná magnetická susceptibilita ve střední části stěny byla mezi  $16,0-18,6 \times 10^{-3}$  SI. Při bázi pak  $10,9-14,8 \times 10^{-3}$  SI a při úplné bázi měla hodnoty  $9,62 \times 10^{-3}$  SI a  $11,2 \times 10^{-3}$  SI.



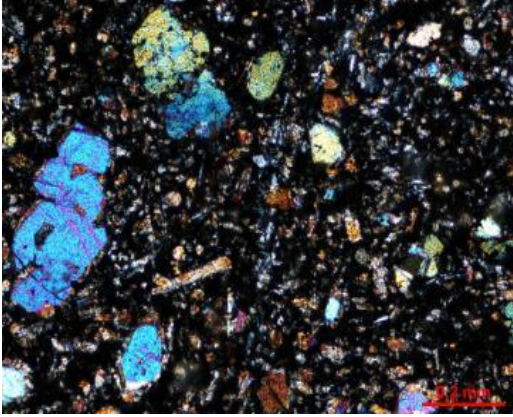
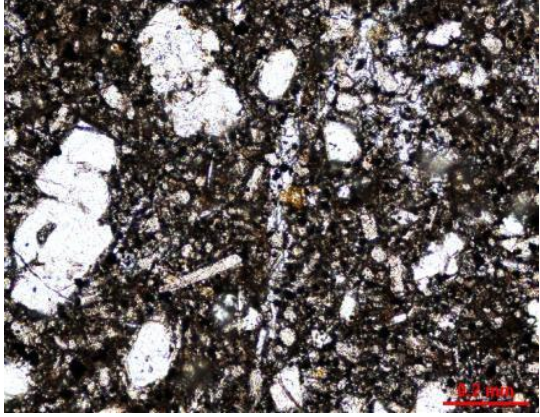
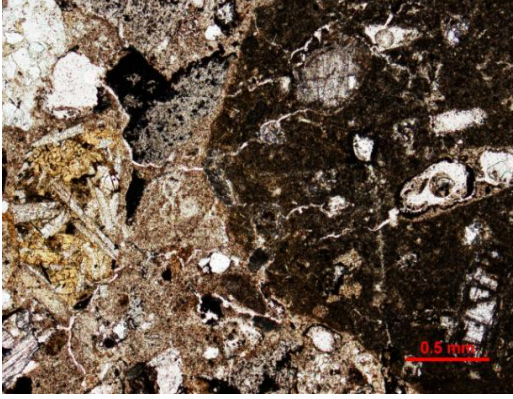
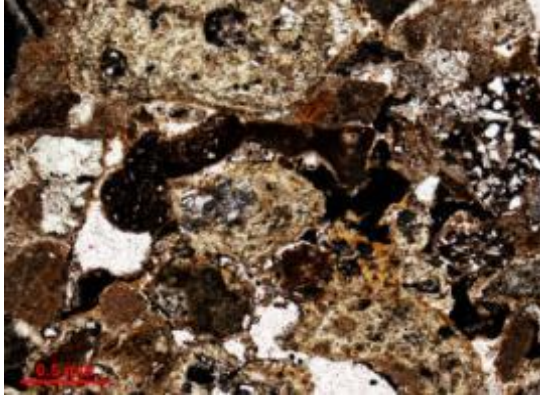
Obr. 16. V Lomech - brekcie na bázi lávy.



*Obr. 17. V Lomech - zvrstvená redeponovaná hyaloklastika na bázi lávy.*



*Obr. 18. V Lomech - hyaloklastika na bázi lávy – detail.*

	
<p>Obr. 19a. CR027CXmikro (zkřížené nikoly).</p>	<p>Obr. 19b. CR027Cmikro.</p>
	
<p>Obr. 20a. CR027A mikro.</p>	<p>Obr.20b. CR027A mikro.</p>

(A - hyaloklastika, C – láva.)

Na asi deset metrů vysokém výchozu v centrální části lomu (Obr. 21.) byla po dvou výškových metrech měřena úhrnná magnetická susceptibilita, ta vykazuje celým profilem velmi podobné hodnoty v rozmezí  $15,0-20,5 \times 10^{-3}$  SI (hodnotu  $12,2 \times 10^{-3}$  SI vykazovala svrchní alterovaná brekcie).



*Obr. 21. Centrální část lomu V Lomech – profilovaná část.*

V Machově lomu (CR 021) u obce Chuchelna je obnažen kuželovitý útvar tvořený chaotickou vulkanickou brekcií uvnitř dnes již vytěžené lávy (Obr. 22.). Kužel byl asi 5 m vysoký s rozměry základny 10 m x 10 m, „plášť“ útvaru byl tvořen ze sklovité kůry a pod ním byla lávová brekcie (Obr. 23.). Klasy byly nevytříděné, angulární s velikostí od 1 cm do 6 cm (Obr. 24.).

Nízké hodnoty úhrnné magnetické susceptibility ( $9,1\text{--}11,4 \times 10^{-3}$  SI) lávy lemující bezkořenný kráter jsou důsledkem nevykrytalování magnetitu. Hodnoty úhrnné magnetické susceptibility v lávě dále od bezkořenného kuželu byly mezi  $21,0\text{--}25,1 \times 10^{-3}$  SI.

Na výbrusech je rozdíl mezi lávou těsně lemující bezkořenný kráter a lávou dále od bezkořenného kuželu nezřetelný, ale podle úhrnné magnetické susceptibility je rozdíl patrný.



*Obr. 22. Bezkořenný kráter.*



*Obr. 23. Bezkořenný kráter.*



*Obr. 24. Bezkořenný kráter – detail.*

## Minerální chemie

K analýze dat minerální chemie a EBSD byly připraveny leštěné výbrusy vyhotovené v rovině kolmé ke spádnicí návrtu. Studovány byly výbrusy z horninových vzorků JC12-04 - Smrčí, JC14-06 - Prackov, JC17-02 - Pelechov, JC26-02 – Machův lom.

Ve výbrusech převažovaly automorfně až hypautomorfně omezené vyrostlice olivínu, jak porfyrické tak jemnozrné. Porfyrické krystaly dosahovaly velikosti 0,5–1 mm. Většina studovaných olivínů odráží zonální stavbu, obsah hořčíku klesá směrem od středu k okraji např. 48,90 hm. % MgO ve středu a 41,68 hm. % MgO na okraji (v JC12-04 – olXX1). Železo se naopak nabohacuje směrem k okrajům např. 8,14 hm. % FeO ve středu a 18,08 hm. % FeO na okraji (v JC12-04 – olXX2). Olivíny obsahují příměsi Mn (do 0,54 hm. % MnO) a Al (do 0,36 hm. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (vše v Tab. 1.). Při kvantitativní analýze chemického složení bylo na výbruse (JC12-04) změřeno 5 analýz vyrostlic olivínu v jádru a ve středu (Tab. 1.), 11 analýz při profilu olivínem (Tab. 2., obr. 25.) a 5 jemnozrných vyrostlic olivínů (Tab. 3.). Získaná data a jejich přepočty na forsteritové komponenty olivínů byla použita pro srovnání s matematickým modelem krystalizace jednotlivých minerálů.

Chemické složení plagioklasů je uvedeno v Tab. 4. v Přílohách. Bazicitu plagioklasů odpovídá svým chemickým složením labradoritu a bytownitu (An<sub>64</sub> – An<sub>76</sub>). Plagioklasy jsou v hornině přítomny jako drobné bezbarvé lištovité i tabulkovité krystaly, polysynteticky zdvojitěné.



	WR	oIXX1-c	oIXX1-r	oIXX2-c	oIXX2-r	oIXX4-c	oIXX4-r	oIXX5-c	oIXX5-r	oIXX6-c	oIXX6-r
<b>SiO<sub>2</sub></b>	43,10	41,08	39,21	41,24	39,42	41,22	39,32	40,87	39,36	41,20	39,39
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,05										
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,87	0,36	0,29	0,22	0,24	0,33	0,25	0,32	0,23	0,29	0,35
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,86										
<b>FeO</b>		9,85	18,14	8,14	18,08	9,44	17,95	9,28	18,12	9,56	18,03
<b>MnO</b>	0,21	0,22	0,31		0,37		0,54		0,43		0,45
<b>MgO</b>	14,61	48,90	41,68	49,62	41,46	48,94	41,59	48,68	41,55	49,07	41,20
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,20										
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,97										
<b>CaO</b>	10,70		0,40		0,41	0,10	0,37		0,36		0,43
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,76										
<b>LOI</b>	0,32										
<b>Total</b>	99,64	100,41	100,02	99,22	99,97	100,03	100,03	99,15	100,05	100,13	99,85
<b>Fo</b>		90	80	92	80	90	80	90	80	90	80

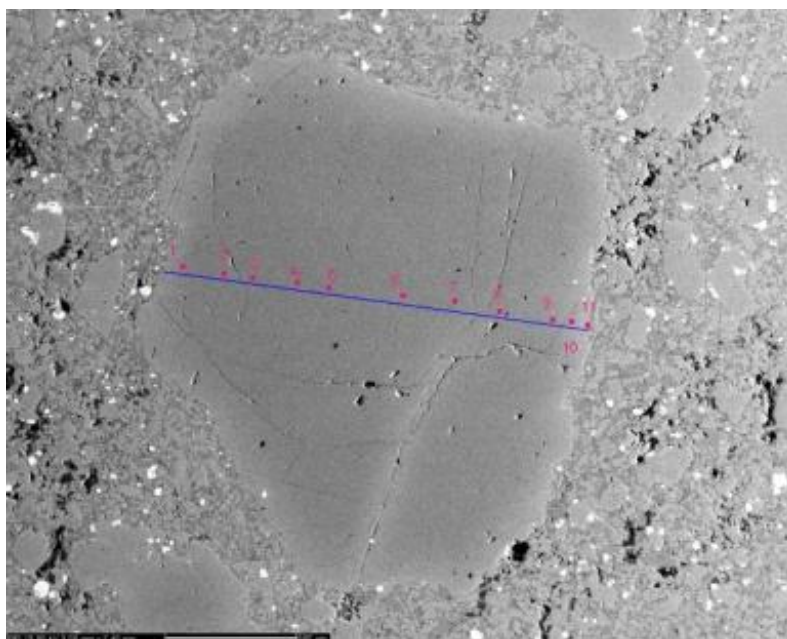
Tab. 1. Výpočet forsteritové komponenty olivínů (Fo) pro JC12-04 (c - jádro; r – okraj; WR – celková hornina: Lustrino-Wilson, 2007; LOI – ztráta žháním).

	ol2	ol3	ol4	ol5	ol6
SiO <sub>2</sub>	38,83	38,99	39,17	39,55	39,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,23			
FeO	18,49	18,06	19,48	18,04	18,87
MnO	0,46	0,45	0,47	0,33	0,49
MgO	40,59	41,39	40,43	41,83	41,18
CaO	0,41	0,23	0,51	0,25	0,52
<b>Total</b>	99,10	99,36	100,06	99,99	100,54
<b>Fo</b>	<b>79</b>	<b>80</b>	<b>78</b>	<b>80</b>	<b>79</b>

Tab. 2. Výpočet forsteritové komponenty jemnozrnných olivínů ve výbrusu JC12-04.

	olXX4-1	olXX4-2	olXX4-3	olXX4-4	olXX4-5	olXX4-6	olXX4-7	olXX4-8	olXX4-9	olXX4-10	olXX4-11
SiO <sub>2</sub>	39,44	40,55	40,73	40,60	40,79	41,01	41,11	40,68	40,22	39,42	38,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,31	0,28	0,29	0,28	0,26	0,31	0,30	0,23	0,34	0,24
FeO	16,72	9,72	9,38	9,59	9,57	9,65	9,54	10,07	12,86	16,41	19,74
MnO	0,37	0,18	0,13	0,20	0,21	0,16		0,26	0,25	0,48	0,45
MgO	42,61	48,29	48,47	48,40	48,64	48,79	48,76	48,23	45,89	42,74	39,47
CaO	0,23	0,09	0,08	0,09	0,12	0,07	0,10	0,07	0,21	0,23	0,48
<b>Total</b>	99,59	99,15	99,08	99,18	99,62	99,94	99,81	99,62	99,66	99,62	98,79
<b>Fo</b>	<b>82</b>	<b>90</b>	<b>90</b>	<b>90</b>	<b>90</b>	<b>90</b>	<b>90</b>	<b>89</b>	<b>86</b>	<b>82</b>	<b>78</b>

Tab. 3. Profil olivínem výbrusu JC12-04.



Obr. 25. Profil olivínem ve výbrusu JC12-04, olXX-4 (3,00mm x 2,40mm).

### ***Modelování teploty erupce a krystalizačních teplot jednotlivých minerálů***

Na základě tohoto modelování byly zjištěny informace o erupční teplotě, krystalizační sekvenci a charakteru krystalizace na příkladu chemické analýzy vzorku PCV-1-Prackov (celá analýza v Přílohách tab. 5.), protože nejlépe charakterizuje původní lávy a předpokládáme, že je Prackov zdrojem kozákovských láv. Výsledky jsem porovnála s vypočtenými nebo změřenými hodnotami jednotlivých minerálů z kvantitativní chemické analýzy.

V analýze celkové horniny bylo nejdříve rozpočteno celkové množství  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  na  $\text{FeO}$  a to způsobem, který byl ekvivalentní hodnotám fugacity kyslíku použité v modelu. Vztah mezi složením a teplotou likvidu olivínu a bazaltické taveniny byl popsán experimentálními výsledky a fázovou ekvilibriální analýzou Roederem a Emslieem (1970), kde je distribuční koeficient  $K_d$  pro rozdělování železa a hořčíku mezi olivín a koexistující taveninou relativně silně vázaný na teplotu, složení taveniny a na fugacitu kyslíku, s hodnotou  $K_d$   $0,3 \pm 0,03$ . Pro výpočet forsteritové komponenty olivínu v ekvilibriu s celkovou horninou byl použit výpočet mg# podle Roedera a Emslieho (1970).

Obsah forsteritové komponenty v ekvilibriu v přepočtené celkové hornině s mg# 70,23 byl spočten  $Fo_{89}$  (Tab. 4.). Tento obsah forsteritové složky olivínu je v dobré shodě s nejvyšším naměřeným obsahem forsteritové složky v olivínu (Tab. 3.), což podporuje předpoklad, že olivín nebyl kumulátového původu. Proto byla přepočtená chemická analýza použita pro modelování krystalizační sekvence.

Modelování začalo na teplotě likvidu  $1314 \text{ } ^\circ\text{C}$  a končilo na teplotě  $800 \text{ } ^\circ\text{C}$ , kdy by měly být všechny fáze přítomné v lávě vykrystalované. Tlak byl nastaven na 100 bar, za fugacity kyslíku ekvivalentní k pufru křemen-fayalit-magnetit (QFM) a byl použit zjednodušený model bez přítomnosti vody. Hodnota fugacity kyslíku byla určena podle modelu Kressa and Carmichaela (1991).

První krystalovanou fází z pomalu chladnoucího magmatu byl olivín za teploty  $1313^\circ\text{C}$  o složení  $Fo_{90}$ , který se shoduje s obsahem forsteritové komponenty ve změřeném profilu olivínem (Tab. 3., obr. 25.). Na základě chemické analýzy profilu olivínem bylo zjištěno, že se chemické složení jádra měnilo v malém rozpětí obsahu forsteritové složky ( $Fo_{86-90}$ ) za podmínek malého poklesu teploty, z čehož se dá usuzovat krystalizace v magmatickém krbu. Obsah forsteritové složky na okraji olivínu z chemické analýzy klesal na hodnoty  $Fo_{82}$  a  $Fo_{78}$ , z čehož se dá usuzovat, že došlo k erupci a k rychlému chladnutí lávy a tudíž k frakční krystalizaci. Proto bylo ke konečnému modelu krystalizace použito dvou úrovní modelování. Obsahu forsteritové složky olivínu  $Fo_{82}$  odpovídá v modelu teplota  $1154 \text{ } ^\circ\text{C}$ , tedy předpokládaná teplota erupce.

První plagioklas začíná z magmatu krystalovat o složení  $An_{78}$  za teploty  $1161 \text{ } ^\circ\text{C}$ . První klinopyroxen krystaluje o složení  $Di_{86}$  za teploty  $1138 \text{ } ^\circ\text{C}$  a nefelín za teploty  $1052 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Magnetit-ulvöspinel pak za teploty  $1030 \text{ } ^\circ\text{C}$  o složení  $Usp_{75}$ . Model a pozorovaná chemická složení olivínu si navzájem odpovídají.

	modelované složení celkové horniny (normalizované)
SiO <sub>2</sub>	44,397
TiO <sub>2</sub>	2,225
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,142
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,702
FeO	9,640
MnO	0,200
MgO	12,761
CaO	10,853
Na <sub>2</sub> O	3,353
K <sub>2</sub> O	1,054
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,673
LOI	
<b>Total</b>	<b>100,000</b>

mg# (modelované celkové horniny)	70,23
-------------------------------------	-------

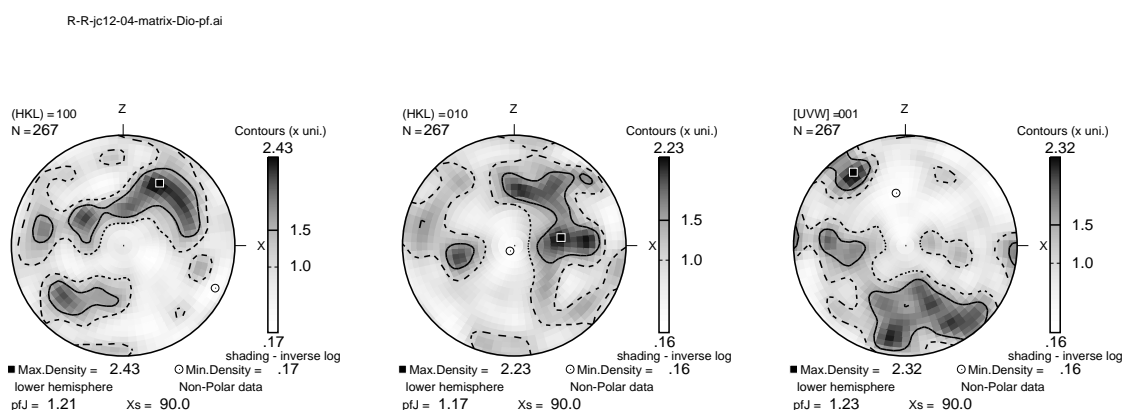
K <sub>d</sub>	0,30
Fo (model)	<b>89</b>

*Tab. 4. Chemická analýza vzorku PCV-1-Prackov (celá analýza v Přílohách tab. 5.) s přepočtenými hodnotami železa a vypočítanými hodnotami mg#, distribučním koeficientem a složením forsteritové komponenty.*

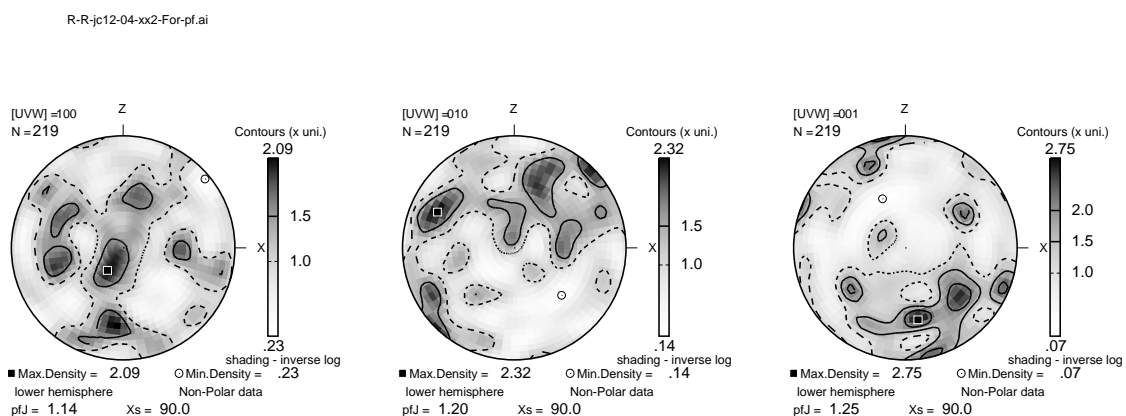
## EBSD

Krystalografická orientace minerálů byla zjišťována metodou EBSD. Čtyři chemicky leštěné výbrusy nejsou postačující množství k určení směru toku lávového proudu, ale cílem této analýzy (EBSD) je porovnání s daty AMS.

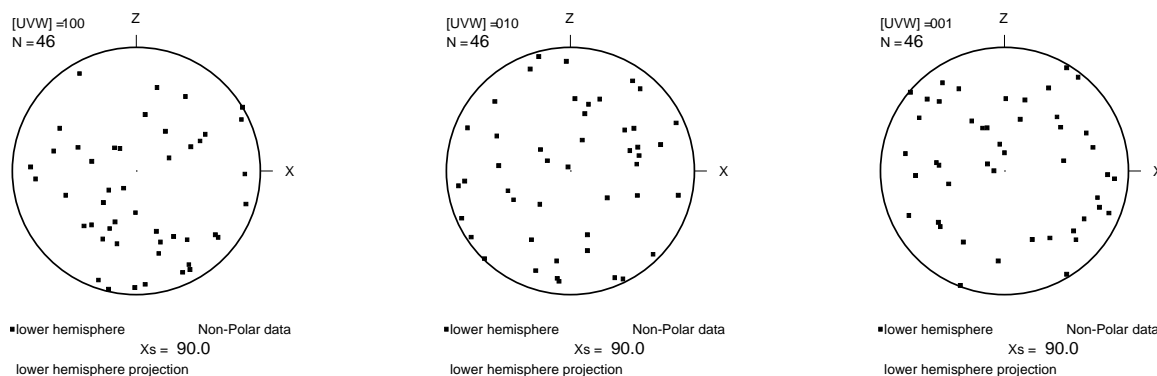
Na analýzu EBSD bylo ve výbrusu vzorku JC12-04 změřeno 267 diopsidů a 60 olivínů v matrix, 219 menších a 46 velkých vyrostlic olivínu (Obr. 26., 27., 28., 29.). Lávový proud zde tekli příliš rychle na to, aby se vyrostlice stihly přednostně naorientovat, malé diopsidy v matrix dávají velmi slabou přednostní orientaci.



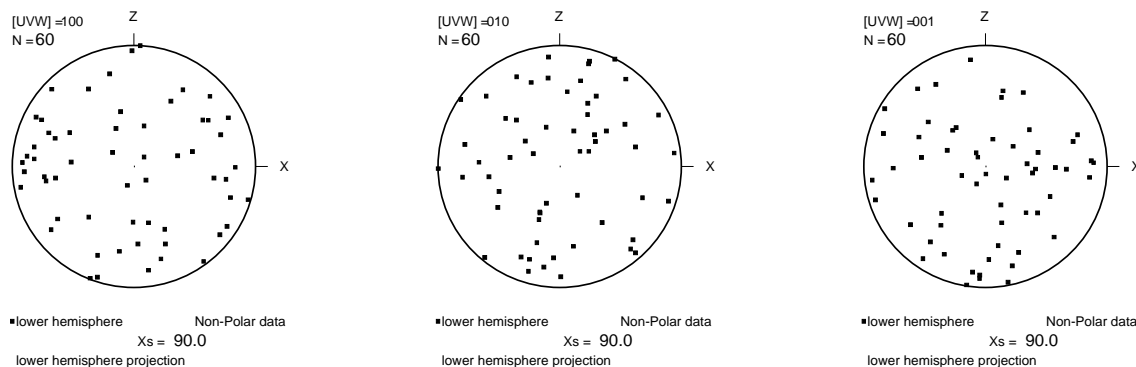
Obr. 26. JC12-04, matrix – diopsid.



Obr. 27. JC12-04, jemnozrné vyrostlice olivínu.



Obr. 28. JC12-04, vyrostlice olivínu.

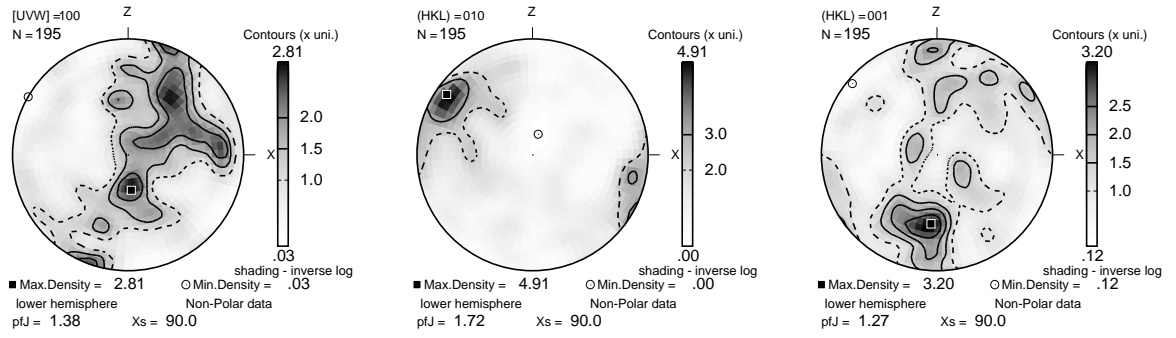


Obr. 29. JC12-04, matrix – olivín.

Na výbruse JC14-06 nebyly zjištěny žádné velké vyrostlice. Při analýze bylo změřeno 200 jemnozrnných vyrostlic diopsidu a 294 olivínu, v matrix pak 251 diopsid a 22 olivíny (Přílohy obr. 2.). Krystalografická přednostní orientace zrn nevykazuje žádnou silnou orientaci, což svědčí o nízké rychlosti pohybu lávy v zde přítomném lávovém jezeře. Vzorek byl odebrán na lokalitě Prackov a patrně odpovídá reliktu lávového jezera utuhlého v kráteru prackovského vulkánu.

Ve vzorku JC17-02 byla změřeno 21 vyrostlice olivínu, 29 drobných vyrostlic diopsidu a drobných 217 olivínů, v matrix pak 92 olivínů (Přílohy obr. 3.). Tato lokalita – Pelechov se dá považovat za čelo lávového proudu a nejeví žádnou přednostní stavbu.

Při analýze vzorku JC26-02 byla zjištěna pouze slabší orientaci bytownitu (Obr. 30.) (další projekce v Přílohách obr. 4.).



Obr. 30. JC26-02 – bytownit.



## **Anizotropie magnetické susceptibility**

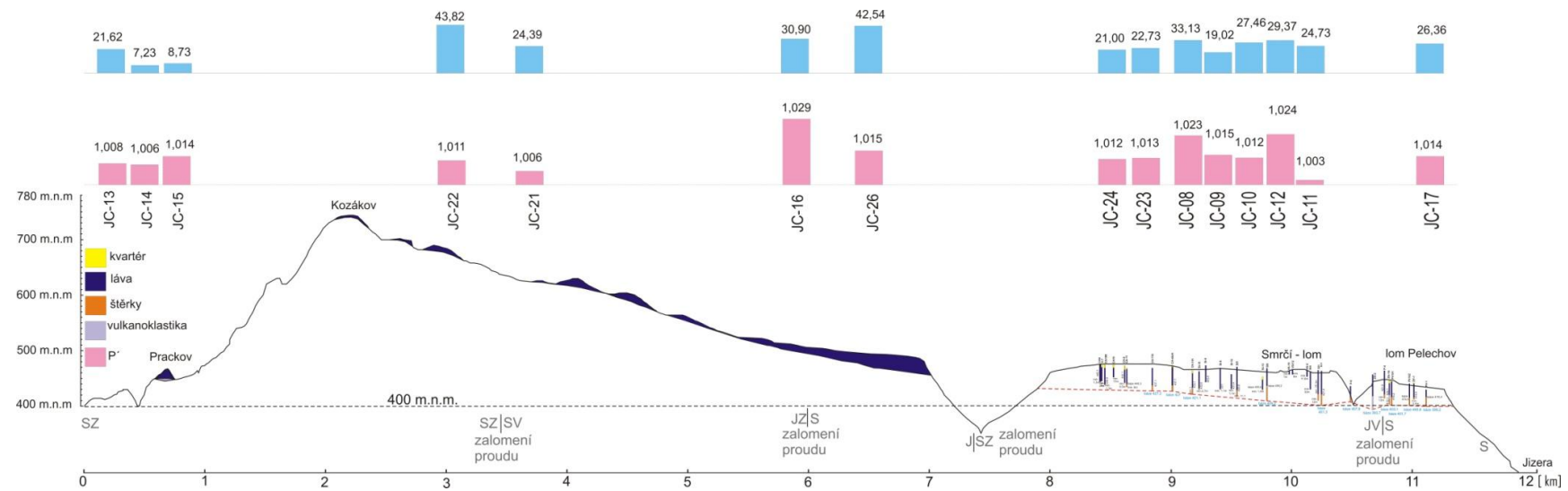
Z chemických analýz byl za nosiče hodnot AMS označen magnetit-ulvöspinel. Kvantitativně AMS data vyjadřujeme parametrem - střední susceptibilitou  $k_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$  Nagata (1961), která udává typ a obsah magnetických minerálů v hornině, stupně anizotropie P, který odráží výstřednost elipsoidu AMS a zobrazuje tak intenzitu přednostní orientace magnetických minerálů a tvaru elipsoidu anizotropie  $T = 2 \ln(k_2/k_3) / \ln(k_1/k_3) - 1$  (Jelinek, 1981), který nabývá hodnot mezi -1 pro lineární stavbu a +1 pro planární stavbu, kde  $k_1 \geq k_2 \geq k_3$  jsou velikosti hlavních os elipsoidu magnetické anizotropie.

Střední susceptibilita má hodnoty od  $7,23 \times 10^{-3}$  SI do  $43,82 \times 10^{-3}$  SI (Tab. 5.), nejnižší hodnota je na Prackově, kde je i druhá nejnižší hodnota. Naopak nejvyšší hodnota je v lokalitě Kozákov – Komárov. Průměrná střední susceptibilita je  $24,88 \times 10^{-3}$  SI. Korigovaný stupeň anizotropie nabývá velmi nízkých hodnot, což je pro vulkanity charakteristické, jeho hodnoty jsou v rozmezí 1,003 – 1,029. Nejnižší hodnota spadá do lokality Smrčí, kde se předpokládá největší mocnost lávového proudu, naopak nejvyšší hodnota se nachází v lokalitě Na Rovném. Elipsoidy jsou tvarově oblátní i prolátní ( $-0,449 \leq T \leq 0,908$ ).

Hodnoty korigovaného stupně anizotropie jsou spolu s průměrnou susceptibilitou pro jednotlivá odběrová místa vyneseny do profilu lávovým proudem (Obr. 30.).

Číslo vzorku	$\text{km} \times 10^{-3}$	$P_j$	$T$	$k1\text{dec}$	$k1\text{inc}$	$k3\text{dec}$	$k3\text{inc}$
JC-08	33,13	1,023	0,158	336,70	10,50	78,20	47,30
JC-09	19,02	1,015	0,476	243,50	42,40	131,50	22,30
JC-10	27,46	1,012	-0,201	136,00	16,60	268,00	66,10
JC-11	24,73	1,003	0,176	309,40	67,00	51,50	5,10
JC-12	29,37	1,024	0,437	154,50	53,30	39,00	17,80
JC-13	21,62	1,008	0,200	55,00	27,70	258,40	60,20
JC-14	7,23	1,006	-0,095	11,50	33,90	148,80	47,60
JC-15	8,73	1,014	0,009	196,00	6,20	294,00	51,90
JC-16	30,90	1,029	0,908	89,20	35,00	304,70	49,30
JC-17	26,36	1,014	-0,449	133,80	2,80	42,00	33,30
JC-21	24,39	1,006	-0,412	284,10	16,80	163,10	59,60
JC-22	43,82	1,011	-0,312	80,70	4,20	174,00	38,60
JC-23	22,73	1,013	-0,108	111,30	27,30	230,80	43,60
JC-24	21,00	1,012	0,241	76,00	18,70	321,90	50,40
JC-26	42,54	1,015	0,786	116,70	24,00	280,70	65,20
JC-27		1,011	-0,418	192,40	12,80	78,90	60,30

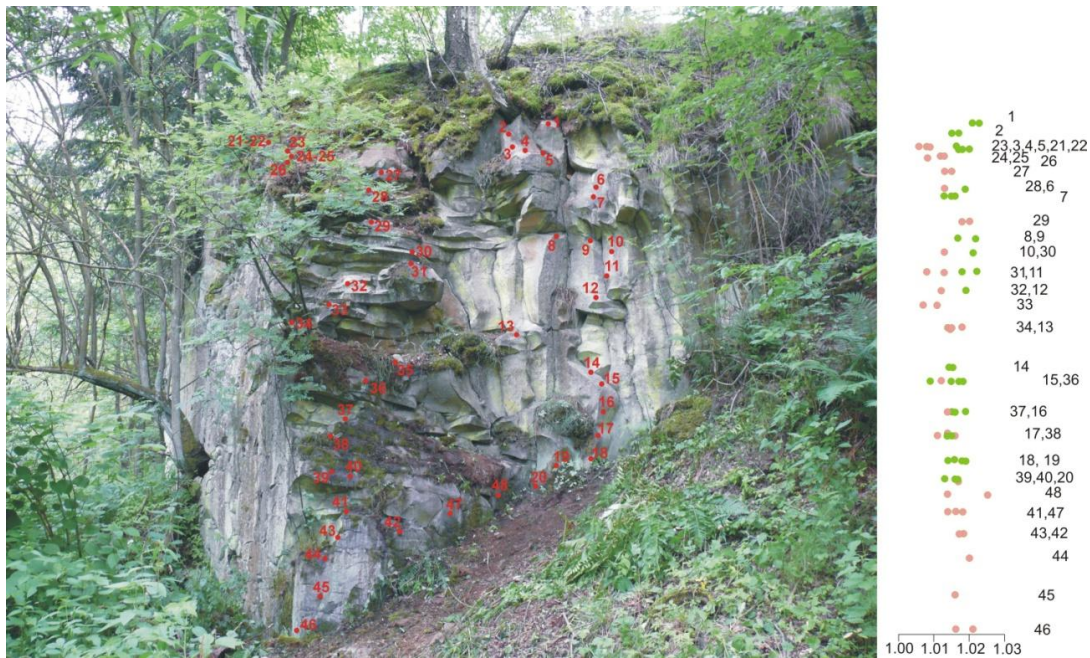
Tab. 5. Parametry AMS pro jednotlivé lokality přepočítané do geografického systému (km – střední susceptibilita,  $P_j$  – korigovaný stupeň anizotropie,  $T$  – tvarový parametr, dec a inc – deklinace a inklinace jednotlivých os, upraveno, Přílohy tab. 3.)



Obr.30 . Vertikální profil kozákovskými lávami. Růžově - korigovaný stupeň anizotropie, modře – střední susceptibilita  $\times 10^{-3}$  SI.

### ***Profil lávovým proudem Machovy lomy***

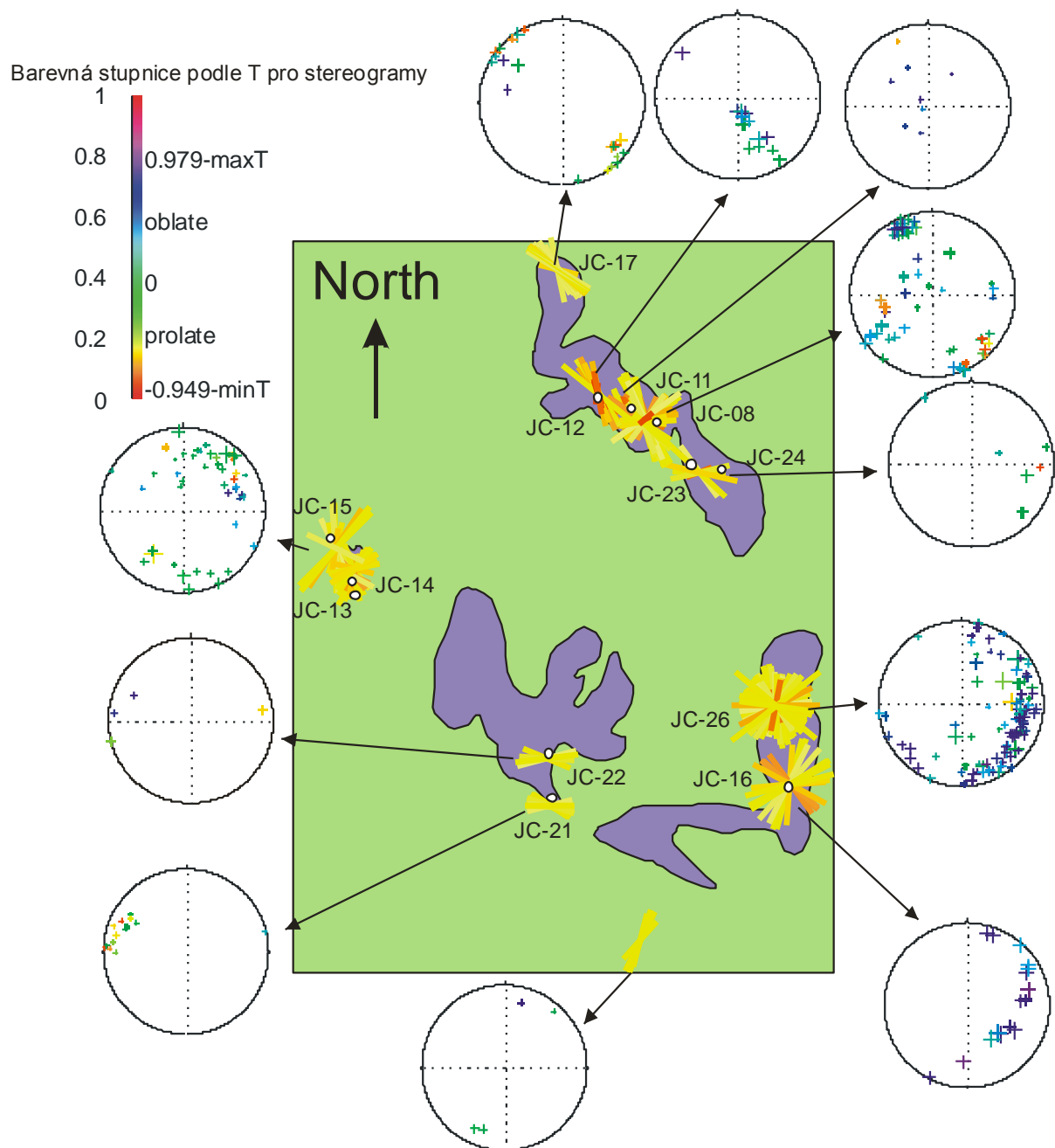
Na výchozu lokality JC26 (Obr. 31.) vidíme střídání sloupcové a deskové odlučnosti. Z výchozu bylo odebráno 48 návrtů, z čehož bylo rozřezáno 79 vzorků, které podstoupily analýzu AMS (Přílohy tab. 2.). Hodnoty stupně anizotropie byly vyneseny do diagramu podle odběrových míst. Tyto hodnoty se pohybovaly v rozmezí 1,006–1,025, což mluví o pomalém a klidovém chladnutí tohoto lávového profilu.



*Obr. 31. Profil v lokalitě Machův lom - JC26, hodnoty 1,00 –1,03 jsou stupně anizotropie (zeleně sloupcová odlučnost, růžově desková odlučnost), sloupec číslic označuje číslo vzorku.*

Magnetické lineace byly zobrazeny ve stereografických pólových projekcích na spodní polokouli a umístěny do mapky (Obr. 32.).

Lineace (osa k1 – směr toku) na mapě jsou vybarvené podle sklonu (žlutá=0, červená=90). Ve stereogramech je zachováno barvení podle T. V mapě i stereogramech je velikost jednotlivých měření přímo úměrná míře anizotropie P.



Obr. 32. Mapa lávového proudu s umístěním jednotlivých odběrových míst a jejich stereogramy. Lineace v mapě jsou vybarvené podle sklonu (žlutá=0, červená=90). Ve stereogramech zachováno barvení podle T.

## Diskuze

Nalezený vysoký stupeň fragmentace, vysoký obsah xenolitického materiálu a nízká vesikularita magmatických klastů na bázi u prackovského vulkánu svědčí o výrazném freatickém vlivu v počáteční fázi vulkanické aktivity. Tato fáze byla ovlivněna vodou, s kterou se magma setkalo při výstupu podél lužického zlomu. Tento typ erupce vynáší velké množství xenolitů, zvláště z podloží. Bazální freatomagmatické polohy jsou běžné a popisované u mnoha monogenetických vulkánů (např. Schmincke, 1977). Další fázi erupce již řídila expanze plynů rozpuštěných v magmatu - strombolský typ erupce, který již vynášel lépe vytríděná pyroklastika. Převládají silně vezikulované fragmenty bazaltické strusky s nižším stupněm fragmentace. Dále, jak ubývá plynu rozpuštěného v magmatu, klesá i energie s jakou jsou z jícnu vyvrhovány větší útržky lávy. S postupem času začala vytékat bazaltová láva, která vytvořilo lávové jezírko.

Chaotické nevytríděné brekcie s momiktním složením, s přítomností pouze ostrohranných lávových fragmentů a absence jakéhokoli vytrídění se běžně vyskytují v přírodních drahách freatomagmatických erupcí. V případě Machova lomu se však brekcie vyskytuje uvnitř lávového tělesa a svědčí o hyaloklastickém původu brekcie. Kuželovitý, vzhůru se zužující tvar umístěný uprostřed a lemování brekcie schlazenou lávou, kde úhrnná magnetická susceptibilita klesá z hodnot  $20 \times 10^{-3}$  SI u lávy dále od bezkořenného kuželu na hodnoty  $10 \times 10^{-3}$  SI u lávy, která lemuje bezkořenný kužel, svědčí o velmi rychle krystalizující lávě. Toto se dá dobře vysvětlit tzv. bezkořennou erupcí a její kořenovou facií bezkořenných kráterů (Obr. 33).

Vzhledem k tomu, že se bezkořenný kužel nachází v opuštěném lomu (částečně vytěženém) není možné interpretovat o jaký typ bezkořenného kuželu (Hamilton, Thordarson, Fagents, 2010) se jedná – jakým mechanismem toku lávy vznikl.

Orientace hlavní osy magnetické susceptibility neodpovídá přednostní krystalografické orientaci minerálů zjištěné metodou EBSD. Stupně anizotropie jsou celkově nízké, což svědčí o krystalizaci lávy v relativně statických podmínkách po dotečení lávy na místo chladnutí (Cañón-Tapia, Pinkerton, 2000).

Špatná magnetická stavba může být spojena s vysokou teplotou lávy při erupci (1154 °C) a tudíž s její nízkou viskozitou. Vyrostlice olivínu a plagioklasu začaly krystalovat v magmatickém krbu, další fáze krystalovaly až po dotečení. V lávě je klinopyroxen přítomný

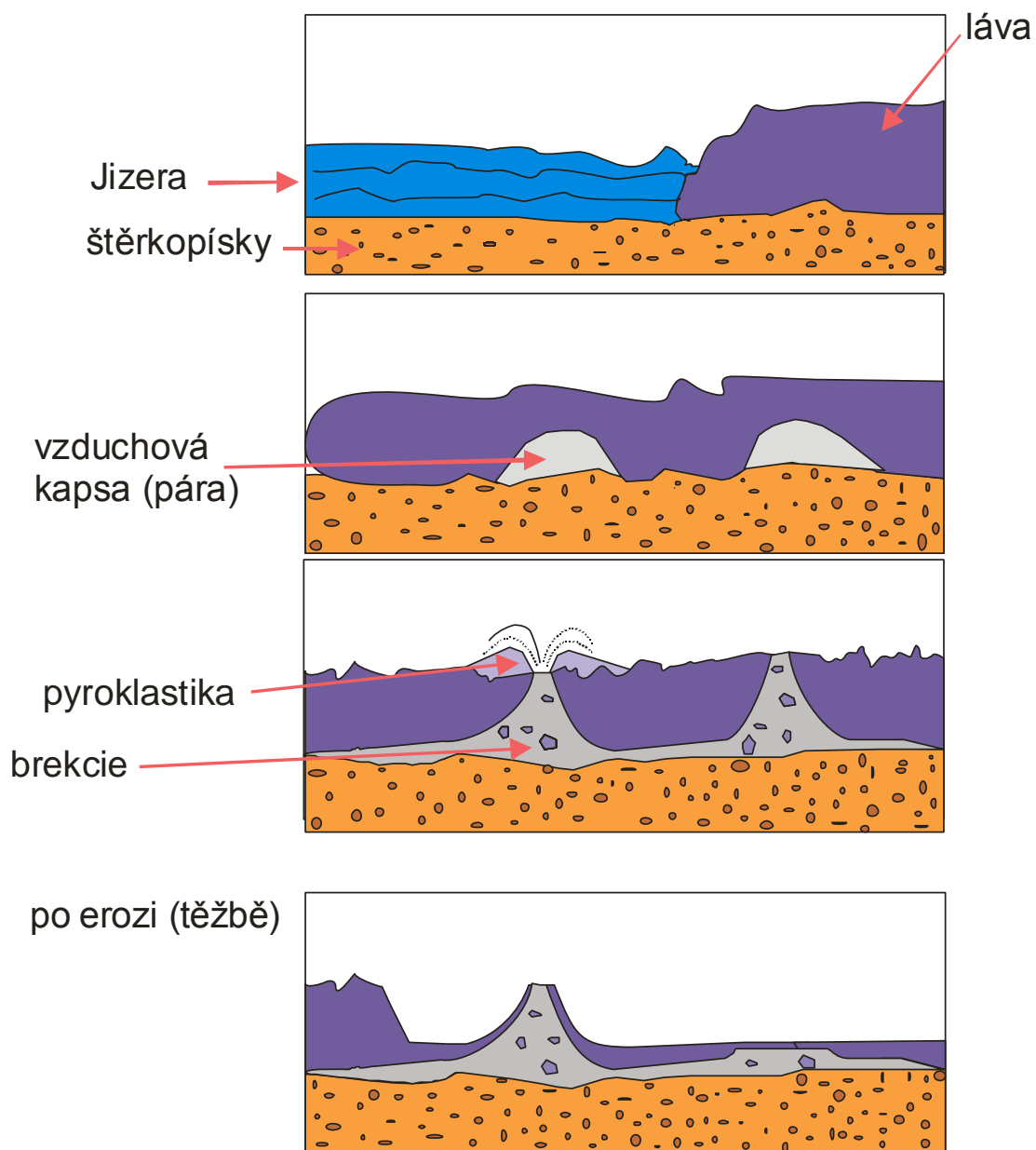
pouze jako malé vyrostlice v matrix, velké vyrostlice jsou vzácné. Velké vyrostlice tvoří téměř výhradně jen olivín, který je obklopen jemnozrnnou základní hmotou.

Slabou magnetickou stavbu můžeme najít na svahu a na konci lávového proudu, zatímco v místech, kde se láva nalila do říční deprese a v prackovském kráteru je stavba zcela chaotická.

Náhlá změna orientace lávového proudu se dá vysvětlit natečením lávy do paleoúdolí, s následným vyplňováním deprese lávou narůstá i mocnost lávy, s čímž souhlasí i výskyt podložních sedimentů (Konzalová, 1971).

Do profilu lávovým proudem byla zanesena dostupná data, data o vrtech pro horní polovinu proudu nebyla k dispozici. Náčrt mocnosti lávy je odvozen podle pozorování mocností lávy a předpokládaného charakteru svahu. Ve spodní polovině proudu byly vrty zaneseny kolmou vzdáleností k profilu, proto některé vrty nedosahují výškové úrovně v mapě zanesené. Některé vrty zakresleny nebyly, protože stejné jméno vrtu označovalo více umístění (vrt S-3) anebo z důvodu, že dosahovaly menších hloubek či byly velmi podobné těm zakresleným a překrývaly se v profilu (vrty VS-3, P-3, P-4, P-5).

## BEZKOŘENNÝ KRÁTER



Obr. 33. Obrázek popisující vznik bezkořenného kráteru v Machově lomu.



## Interpretace, závěry

- Pliocenní lávy na Kozákově byly pravděpodobně produkovány vulkánem Prackov.
- Aktivita prackovského vulkánu začala freatomagmatickou erupcí, pokračovala aktivitou strombolského typu doprovázenou výlevem lávového proudu.
- Teplota erupce prackovského vulkánu se předpokládá na 1154 °C. První plagioklas začíná z magmatu krystalovat o složení An<sub>78</sub> za teploty 1161 °C. První klinopyroxen krystaluje o složení Di<sub>86</sub> za teploty 1138 °C a nefelín za teploty 1052 °C. Magnetit-ulvöspinel pak za teploty 1030 °C o složení Usp<sub>75</sub>.
- V korytě Paleo-Jizery vytvořila láva bezkořenný(é) kráter(y).
- AMS data v lávě o velmi nízké viskozitě jsou špatně interpretovatelná. Slabá stavba vznikla v partiích lávy na svahu, kde láva nabírala malé mocnosti. V partiích, kde láva vyplňovala paleo-údolí a dosáhla mocnosti až 40 m, je stavba chaotická nebo zcela chybí.
- Podobně se chovají i data z EBSD, minerály jsou orientovány všesměrně, přednostní orientace chybí, nebo je nezřetelná.

## **Poděkování**

Výzkum kozákovských láv byl finančně podporován Grantovou agenturou AV ČR (projekt IAA 300130612) a Ministerstvem životního prostředí ČR (projekt VaV SP/2e6/97/08).

## Literatura

- Ackerman L., Mahlen N., Jelínek E., Medaris L.G. Jr., Ulrych J., Strnad L., Mihaljevič M., 2007. Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: Evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov Volcano, Czech Republic. *J. Petrol.* 48: 2235–2260.
- Arbaret L., Diot H., Bouchez J.L., 1996. Shape fabric of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. *J. Struct. Geol.* 18: 941–950.
- Bascou J., Raposo M.I.B., Vauchez A., Egydio-Silva M., 2002. Titanohematite lattice preferred orientation and magnetic anisotropy in high-temperature mylonites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 198: 77–92.
- Bascou J., Camps P. and Dautria J-M., 2005. Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145: 119-135.
- Benn K., Rochette P., Bouchez J.L., Hattori K., 1993. Magnetic susceptibility, magnetic mineralogy and magnetic fabrics in a late Archean granitoid–gneiss belt. *Precambrian Res.* 63: 59–81.
- Borradaile G.L., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156: 1-20.
- Boudreau A.E., 1999. A version of the MELTS software program for the PC platform. *Computers and Geosciences* 25: 21–203.
- Buschmann B., Linneman, U., Schneider J., Suss T., 1995. Die Cadomische Entwicklung im Untergrund der Torgau-Doberluger Synklinale. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaften.* 23(5/6): 729-749.
- Cajz V., Rapprich V., Schnabl P., Pécský Z. 2009. Návrh litostratigrafie neovulkanitů východočeské oblasti. *Geoscience Research Reports for 2008.* Česká geologická služba, Praha.
- Cañón-Tapia E., Walker G.P.L., Herrero-Bervera E., 1996. The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements: I. Near-vent a'a. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 70: 21–36.
- Cañón-Tapia E., Walker G.P.L., Herrero-Bervera E., 1997. The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements: II. Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and 'a'a. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 76, 19–46.
- Cañón-Tapia E., Pinkerton H., 2000. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 98, 219–233.
- Cañón-Tapia E., 2005. Uses of anisotropy of magnetic susceptibility in the study of emplacement processes of lava flows. In: *Kinematics and dynamics of lava flows* (Manga M. & Ventura, G.). Geological Society of America, Special Paper 396: 29-46.
- Coubal K., 1990. Geologická mapa České republiky 1:50 000, list 03-32 Jablonec nad Nisou. Česká geologická služba, Praha.
- Coubal M., Kadlec J., Shrbený O., Křelina J., Opletal M., 1999. Geologická mapa České republiky 1:50 000, list 03-43 Jičín. Česká geologická služba, Praha.

- Čermák V., Král M., Krešl M., Kubík J., Šafanda J., 1991. Heat flow, regional geophysics, and lithosphere structure in Czechoslovakia and adjacent parts of central Europe. In: Čermák V., Rybach L., (eds) *Terrestrial Heat Flow and Lithosphere Structure*. New York: Springer, 33-165.
- Demek J., 1988. *Obecná geomorfologie*. ČSAV: 476 s. Praha.
- Dèzes P., Schmid S.M., Ziegler P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389: 1–33.
- Farský F., 1876. Mineralogische Notizen I. Mineralien aus der Kosakover Basaltkugeln. *Kön Geol. Reichsanst.* 205–208.
- Fagents S. A., Thordarson T., 2007. Rootless volcanic cones in Iceland and on Mars. In: Chapman MG (ed) *The geology of Mars: evidence from Earth-based analogs*. Cambridge University Press, New York, 151-177.
- Fediuk F. 1953. Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Spálovem a Bítouchovem (Železnobrodsko). *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.* 20: 505–561.
- Fediuk F. (1972): Staropaleozoické, mladopaleozoické a neoidní vulkanity na Železnobrodsku. *Exkurzní průvodce. Úst. geol. věd Karl. Univ.*, 16 s.
- Geoffroy L., Callot J.P., Aubourg C., Moreira M., 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14: 183– 190.
- Ghiorso M.S., 1985. Chemical mass transfer in magmatic processes. I. Thermodynamic relations and numerical algorithms. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90:107-120.
- Ghiorso M.S., Sack R.O., 1994. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Miner. Petrol.* 119: 197–212.
- Gotthard J. 1931. Kozákov - Zvláštní otisk z vlastivědného sborníku. Od Ještěda k Troskám.
- Hamilton C., Thordarson T., Fagents S., 2010. Explosive lava–water interactions I: architecture and emplacement chronology of volcanic rootless cone groups in the 1783–1784 Laki lava flow, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 72(4): 449-467.
- Head J.W., Wilson L., 1989. Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds, and lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 37: 261–271.
- Herrero-Bervera E., Cañón-Tapia E., Walker G.P.L., Tanaka H., 2002. Magnetic fabrics study and inferred flow directions of lavas of the Old Pali Road, O’ahu, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118: 161– 171.
- Hon K., Kauahikaua J., Denlinger R., MacKay K., 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106: 351–370.
- Hrouda F., Kahan Š., 1991. The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mts. (N Slovakia). *J. Struct. Geol.* 13: 431–442.

- Christensen N.I., Medaris L.G.Jr., Wang H.F., Jelínek E., 2001. Depth variation of seismic anisotropy and petrology in Central European lithosphere: A tectonothermal synthesis from spinel Iherzolite. *J. Geophys. Res. B. Solid Earth* 106: 645–664.
- Ildefonse B., Mainprice D., Gumão de Burgos C.M., 2002. Crystallographic preferred orientations and seismic properties of gabbroic rocks. AGU meeting, San Francisco.
- Jelinek V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79: 63–67.
- Knight M.D., Walker P.L., 1988. Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *J. Geophys. Res.* 93 (B5): 4301–4319.
- Kachlík V., Patočka F., 1998. Cambrian/Ordovician intracontinental rifting and Devonian closure of the rifting generated basins in the Bohemian Massif realms, 57–66. *Acta Univ. Carol. Geol.* 42(3/4): 433–441.
- Kachlík V. 2003. Geologický vývoj území České republiky. SURAO, Praha. 65p.
- Konečný P., Ulrych J., Schovánek P., Huraiová M., Řanda Z., 2006. Upper mantle xenoliths from the Pliocene Kozákov volcano (NE Bohemia): P-T-fo2 and geochemical constraints. *Geol. Carpath.* 57: 379–396.
- Konzalová M., 1973. Neogenní rostlinné mikrofosilie z říčních sedimentů v podloží neovulkanitů na Železnobrodsku. *Věst. Ústř. Úst. geol.* 48: 17–23.
- Kopecký P., 1968. Geological-petrographic setting of the Kozákov area. Unpublished MSc. thesis, Charles University, Prague, pp 1–38 (in Czech).
- Kopecký L., 1978. Neoidic taphrogenetic evolution and young alkali volcanism of the Bohemian Massif. *sbiv, Geol.*, 31:91-107. Praha
- Kopecký L., 1987-1988. Mladý vulkanismus Českého masivu (Strukturně geologická a vulkanologická studie). *Geologie a metalurgie uranu.* 11,3:30-67, 12,1:3-40, 12,2: 3-56, 12,3: 3-40, 12,4:3-40. Stráž pod Ralskem
- Kress V. C., Carmichael I. S. E., 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108: 82–92.
- Lustrino M., Wilson M. 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth Sci. Rev.* 81:1–65.
- Marheine D., Kachlík V., Maluski H., Patočka F., Zelazniewicz A., 2002. The Ar-Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. *Journal of the Geol. Soc. London, Spec. Publications.* 201: 133–155.
- Mattox T.N., Mangan M.T., 1997. Littoral hydrovolcanic explosions: a case study of lava-seawater interaction at Kilauea Volcano: *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 75:1-17.
- Medaris G.L., Wang H.F., Fournelle J.H., Zimmer J.H., Jelínek E. 1999. A cautionary tale of spinel peridotite thermobarometry: an example from xenoliths of Kozákov volcano, Czech Republic. *Geolines, AS CR, Praha.* 9: 92-96.

- Mikuláš R., Cílek V., Adamovič J., 2001. Geologicko-geomorfologický popis skalních měst Českého ráje. Geologický ústav Akademie věd ČR a Správa chráněných krajinných oblastí ČR. Praha. 36s.
- Moreira M., Geoffroy L., Pozzi J.P., 1999. Ecoulement magmatique dans les dykes du point chaud des Açores: étude par anisotropie de susceptibilité Magnétique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 329: 15-22.
- Nagata T., 1961. Rock Magnetism properties. Maruzen Co., Japan, 350 pp.
- Pacák O., 1947. Bazaltické horniny v oblasti mezi Mladou Boleslaví a Jičínem. Sbor Stát. Geol. Úst. XIV: 1–224. Praha.
- Pacák O., 1952. Chemismus bazaltických hornin v oblasti listu Mladá Boleslav mapy 1:75 000. Sbor Ústř. Úst. Geol. XIX: 421–488. Praha.
- Pacák O., 1959. Bazaltické horniny v oblasti listu Jičín, č.3855 mapy 1:75 000. Sbor Ústř. Úst. Geol. XXIV: 69–147. Praha.
- Pešek J., Holub V., Jaroš J., Malý L., Martínek K., Prouza V., Spudil J., Tásler R., 2001. Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Český geol. Úst., 243 s. Praha.
- Plomerová J., Vecsey L., Babuška V., Granet, M., Achauer U., 2005. Passive seismic experiment MOSAIC - a pilot study of mantle lithosphere anisotropy of the Bohemian Massif. *Studia Geophysica et Geodaetica* 49: 541-560.
- Rapprich V., Cajz V., Košťák M., Pécskay Z., Řídčkošil T., Raška P., Radoň M., 2007. Reconstruction of eroded monogenic Strombolian cones of Miocene age: A case study on character of volcanic activity of the Jičín volcanic field (NE Bohemia) and estimation of subsequent erosional rates. *J. Geosci.*, 52: 3–4, 169–180.
- Rapprich V., 2001. Vulkanologie okolí Jičína. Zprávy o geologických výzkumech za rok 2000: 103–104.
- Risso C., Németh K., Combina A.M., Nullo F., Drosina M., 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llanccanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 169: 61–86.
- Roeder P.L., Emslie R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Miner. Petrol.* 29: 275–289.
- Řeháček J. L., 1991. Petrologie a vulkanologie Kozákova. *Věstník ÚÚG*, 66, 5: 295-300. Praha.
- Self S., Keszthelyi L., Thordarson Th., 1998. The importance of pahoehoe. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26: 81–110.
- Schmidt N.H., Olensen N.O. 1989. Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron-channelling patterns in the SEM. *Canadian Mineralogist* 28: 15–22.
- Shrbený O., 1986. Chemistry of Tertiary alkaline volcanic rocks in the crystalline area NE of the Lužice Fault in northern Bohemia. *Čas. Mineral. Geol.*, 31, 1: 27-42. Praha.
- Shrbený O., 1992. Chemistry of Tertiary alkaline volcanics in the central-western part of the Bohemian Cretaceous Basin and the adjacent area. *Čas. Mineral. Geol.* 37: 203–217. Praha.

- Schmincke H.U., 1977. Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Osthifel. *Geol. Jahrb.* 39: 3–45.
- Tarling D.H., Hrouda F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London. 217 pp.
- Thorarinsson S., 1951. Laxargljufur and Laxarhraun: a tephrochronological study. *Geograf. Annal.* H1(2): 1-89.
- Thorarinsson S., 1953. The crater groups in Iceland. *Bull. Volcanol.* 14:3-44.
- Thordarson T., Hoskuldsson A., 2008. Postglacial eruptions in Iceland. *Jokull*, 58: 197-228
- Tíma V., Straka J., Valín F., Šrbený O., Křelina J. 1999. Geologická mapa České republiky 1:50 000, list 03-34 Sobotka. Česká geologická služba, Praha.
- Ulrych J., Pivec E., 1997. Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. *Chem. Erde.* 57: 311-336.
- Vaněčková M., Holub F.V., Souček J., Bowes D.R., 1993. Geochemistry and petrogenesis of the Tertiary alkaline volcanic suite of the Labe Tectono-volcanic Zone, Czech Republic. *Mineral. Petrol.* 48: 17–34.
- Vokurka K., Povondra P., 1983. Geothermometry and geobarometry of lherzolite nodules from Kozákov, NE Bohemia, Czechoslovakia. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4:261 -272). Praha
- Vokurka K., Kober B., 1993. Heterogeneity of the Earth's mantle below the Bohemian Massif. In: Kukal, Z., Ed.: *Proceedings of the 1<sup>st</sup> International Conference on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26 – Oct. 3, 1988*. Czech. Geol. Surv., 327–330.
- Yaouancq G., MacLeod C.J., 2000. Petrofabric investigation of gabbros from the Oman ophiolite: comparison between AMS and rocks fabric. *Mar. Geophys. Res.* 21: 289–305.
- Zhu R., Shi C., Liu Q., 2003. Anisotropy of magnetic susceptibility of Hannuoba basalt, northern China: constrain on the vent position of the lava sequences. *Geophys. Res. Lett.* 30 (38,1-38,4).

## **Internetové zdroje**


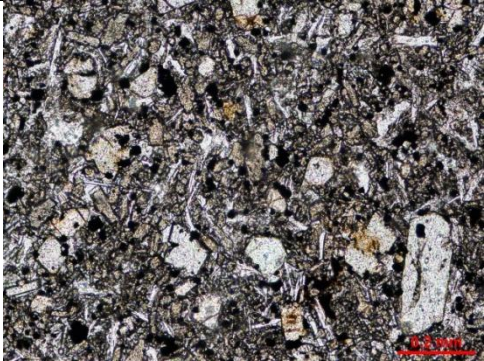
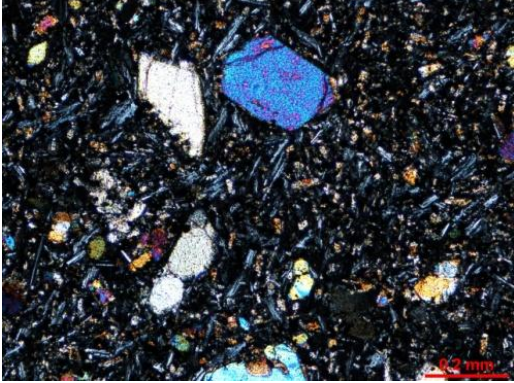
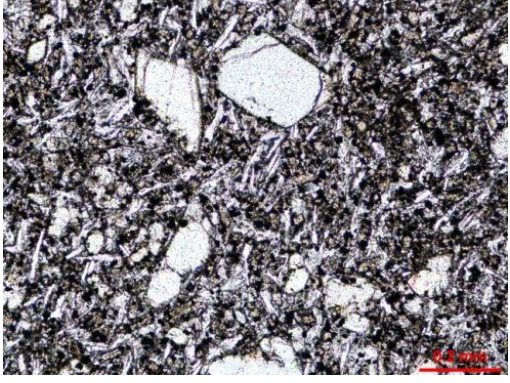
[www.seznam.cz](http://www.seznam.cz)

[www.geology.cz](http://www.geology.cz)

[www.geofond.cz](http://www.geofond.cz)



## Přílohy

	
<i>CR021AX mikro – bazanit (zkřížené nikoly).</i>	<i>CR021A mikro - bazanit</i>
	
<i>CR021BX mikro - láva lemující rootless (zkřížené nikoly.)</i>	<i>CR021B mikro- láva lemující rootless.</i>

*Obr. 1. Mikrofotky CR021.*

## AMS

Označení vzorku	směr	sklon	popis odběrového místa
JC08-01	268	66	Smrčí lom činný, SV stěna
JC08-02	228	15	
JC08-03	240	53	
JC08-04	174	7	
JC08-05	192	40	
JC08-06	248	28	
JC09-01	318	38	JV stěna
JC09-02	282	15	
JC09-03	322	29	
JC09-04	344	44	
JC09-05	310	40	
JC10-01	240	56	JV stěna
JC10-02	227	50	
JC10-03	292	65	
JC10-04	223	47	
JC10-05	270	61	
JC11-01	306	64	svrchní pórovitá facie
JC11-02	322	68	
JC11-03	300	64	
JC11-04	303	29	
JC11-05	332	73	
JC11-06	359	56	
JC11-07	45	62	
JC12-01	356	21	JZ stěna
JC12-02	54	70	
JC12-03	356	40	
JC12-04	82	50	
JC12-05	107	54	
JC13-01	291	51	Prackov svrchní část –cinder cone
JC13-02	256	63	
JC13-03	257	59	
JC13-04	252	72	
JC13-05	253	63	
JC14-01	135	59	Prackov
JC14-02	180	62	
JC14-03	181	70	
JC14-04	175	62	

JC14-05	132	37	
JC14-06	107	27	
JC14-07	148	53	
JC15-01	268	58	Prackov Západní svah
JC15-02	265	61	
JC15-03	311	60	
JC15-04	254	44	
JC15-05	309	35	
JC15-06	335	27	
JC16-01	228	27	Na Rovném u rozvodny
JC16-02	195	27	
JC16-03	201	34	
JC16-04	114	23	
JC16-05	312	22	
JC16-06	303	12	
JC16-07	52	12	
JC17-01	356	40	Bývalý lom nad Pelechovem
JC17-02	264	65	
JC17-03	198	23	
JC17-04	321	50	
JC17-05	332	49	
JC17-06	278	75	
JC17-07	297	71	
JC17-08	263	38	
JC26-01	326	41	Machův lom
JC26-02	300	42	
JC26-03	316	32	
JC26-04	310	21	
JC26-05	350	15	
JC26-06	4	59	
JC26-07	6	52	
JC26-08	280	45	
JC26-09	62	60	
JC26-10	12	81	
JC26-11	350	57	
JC26-12	312	36	
JC26-13	22	10	
JC26-14	270	37	
JC26-15	266	40	
JC26-16	260	63	

JC26-17	252	36
JC26-18	286	57
JC26-19	314	67
JC26-20	328	49
JC26-21	330	8
JC26-22	268	14
JC26-23	290	16
JC26-24	290	20
JC26-25	300	16
JC26-26	180	7
JC26-27	282	34
JC26-28	294	19
JC26-29	272	19
JC26-30	290	27
JC26-31	252	20
JC26-32	332	43
JC26-33	306	30
JC26-34	228	13
JC26-35	20	19
JC26-36	334	16
JC26-37	324	20
JC26-38	12	15
JC26-39	290	61
JC26-40	292	73
JC26-41	360	0
JC26-42	276	55
JC26-43	28	57
JC26-44	302	68
JC26-45	300	72
JC26-46	32	62
JC26-47	260	52
JC26-48	270	69

*Tab. 1. Odběrové parametry vrtných jader.*

Označení vzorku	P	Pj	T	gD1	gl1	gD2	gl2	gD3	gl31
JC08-01A	1,028	1,029	-0,412	346	19	245	29	104	54
JC08-01B	1,022	1,022	-0,331	338	22	230	37	92	45
JC08-01C	1,021	1,022	0,479	346	9	247	43	85	46
JC08-02A	1,018	1,018	0,129	342	5	238	70	74	19
JC08-02B	1,021	1,021	0,07	338	19	216	57	77	26
JC08-02C	1,02	1,02	-0,058	334	21	215	51	77	31
JC08-03B	1,025	1,025	-0,033	330	20	191	64	66	15
JC08-03C	1,017	1,017	-0,012	337	0	247	48	67	42
JC08-04A	1,027	1,028	0,439	164	8	258	28	60	61
JC08-04B	1,025	1,026	0,302	157	0	247	32	67	58
JC08-04C	1,026	1,026	0,156	158	1	249	29	66	61
JC08-05A	1,016	1,016	0,212	326	14	234	6	121	75
JC08-05B	1,023	1,023	0,274	343	16	245	25	102	59
JC08-06A	1,035	1,035	0,179	335	7	238	43	73	46
JC08-06B	1,035	1,036	0,42	337	14	236	38	83	48
JC08-06C	1,029	1,03	0,46	332	12	230	42	74	45
JC08-06D	1,032	1,034	0,658	329	11	230	40	72	48
JC08-06E	1,032	1,034	0,701	336	12	235	41	79	46
JC09-01B	1,02	1,02	-0,095	264	37	18	29	135	40
JC09-01A	1,017	1,018	0,724	249	39	14	35	129	32
JC09-01C	1,021	1,023	-0,668	263	37	12	23	126	44
JC09-01D	1,023	1,024	-0,696	254	40	2	20	112	43
JC09-02A	1,026	1,026	0,311	234	0	325	72	144	18
JC09-02B	1,023	1,024	0,391	236	11	354	68	142	19
JC09-02C	1,022	1,022	0,297	235	19	8	64	138	18
JC09-02D	1,022	1,022	0,26	238	29	18	54	137	20
JC09-03A	1,014	1,014	-0,078	217	3	312	61	126	29
JC09-03B	1,018	1,019	0,281	221	32	24	57	126	8
JC09-03C	1,017	1,017	0,226	224	26	10	59	127	15
JC09-03D	1,017	1,018	0,385	219	46	37	44	128	1
JC09-04A	1,018	1,018	-0,287	23	45	247	36	139	24
JC09-04B	1,013	1,013	-0,212	338	82	218	4	127	6
JC09-04C	1,009	1,009	0,33	67	79	244	11	334	1
JC09-04D	1,01	1,01	-0,081	229	70	48	20	138	0
JC09-05A	1,02	1,02	0,209	301	56	207	3	115	34
JC09-05B	1,018	1,019	0,535	271	63	21	10	116	25
JC09-05C	1,017	1,017	0,348	326	66	206	12	111	20
JC09-05D	1,018	1,019	0,543	338	51	212	25	108	27

JC10-01A	1,019	1,019	0,323	159	5	68	16	266	73
JC10-01B	1,015	1,015	-0,321	133	22	224	3	322	67
JC10-02A	1,015	1,015	-0,131	163	28	52	33	284	44
JC10-02B	1,01	1,01	-0,01	159	30	57	19	300	54
JC10-02C	1,009	1,01	-0,656	139	1	229	16	47	74
JC10-02D	1,013	1,014	-0,411	140	6	48	16	249	73
JC10-02E	1,01	1,011	-0,785	154	8	55	44	252	44
JC10-03A	1,011	1,011	-0,205	80	28	173	6	275	61
JC10-04A	1,015	1,016	-0,819	132	20	39	8	288	68
JC10-04B	1,021	1,023	-0,807	136	9	227	10	6	76
JC10-04C	1,018	1,019	-0,535	131	11	229	34	27	54
JC10-05A	1,019	1,02	0,4	85	27	178	5	278	62
JC10-05B	1,01	1,01	0,501	93	28	357	10	249	60
JC10-05C	1,017	1,017	0,131	124	17	13	50	227	35
JC11-02A	1,004	1,004	0,691	37	50	180	34	283	19
JC11-03B	1,003	1,003	-0,642	336	15	230	47	79	39
JC11-04B	1,006	1,006	0,529	334	46	235	9	136	43
JC11-06B	1,003	1,003	0,53	228	61	135	2	43	29
JC11-06D	1,005	1,005	0,558	193	63	355	26	89	7
JC11-07A	1,007	1,007	0,745	318	81	127	9	217	2
JC11-07B	1,007	1,007	0,449	241	85	114	3	23	4
JC11-07C	1,006	1,006	0,585	305	46	130	43	37	3
JC12-01A	1,021	1,021	0,01	147	24	303	64	53	9
JC12-01B	1,024	1,024	0,03	147	9	263	69	54	18
JC12-02A	1,031	1,032	0,548	186	76	93	1	3	14
JC12-02D	1,03	1,031	0,207	166	75	293	9	24	12
JC12-03B	1,024	1,027	0,851	144	39	301	48	44	12
JC12-03C	1,03	1,033	0,802	158	73	311	15	43	7
JC12-03D	1,028	1,031	0,943	308	16	172	68	42	14
JC12-04A	1,036	1,037	0,276	155	42	275	30	28	34
JC12-04B	1,031	1,031	-0,023	169	62	293	17	30	22
JC12-04C	1,025	1,026	0,326	155	64	301	23	37	13
JC12-04D	1,026	1,027	0,416	169	70	305	15	39	13
JC12-05A	1,025	1,025	0,02	168	37	301	43	57	25
JC12-05B	1,022	1,022	0,14	157	34	277	37	39	35
JC13-01A	1,01	1,01	-0,247	143	8	233	1	328	82
JC13-01B	1,012	1,012	-0,225	157	17	250	12	15	69
JC13-02A	1,004	1,004	0,174	61	15	156	18	293	66
JC13-02B	1,011	1,011	-0,447	40	13	306	17	166	69
JC13-02C	1,012	1,012	-0,442	33	26	141	32	272	47

JC13-01D	1,011	1,011	0,475	68	32	201	47	321	25
JC13-03A	1,011	1,011	-0,015	38	31	144	25	266	48
JC13-03B	1,007	1,007	-0,243	45	10	314	3	207	80
JC13-03C	1,011	1,012	-0,595	56	22	324	3	226	68
JC13-03D	1,013	1,015	-0,839	59	28	165	26	291	50
JC13-04A	1,008	1,008	0,518	78	30	336	19	219	53
JC13-04B	1,01	1,011	0,603	76	26	338	16	220	59
JC13-04C	1,013	1,013	0,273	78	26	347	2	253	64
JC13-04D	1,012	1,012	0,395	66	30	160	8	262	59
JC13-04E	1,011	1,011	0,021	44	32	146	18	261	52
JC13-05B	1,012	1,013	0,139	59	41	159	11	260	47
JC13-05C	1,01	1,011	0,623	70	41	337	3	244	49
JC13-05D	1,009	1,009	0,37	105	34	0	21	245	49
JC14-01A	1,006	1,006	0,184	299	2	31	29	205	61
JC14-01B	1,007	1,007	0,01	11	34	108	11	214	54
JC14-01C	1,006	1,006	0,427	298	44	110	46	204	4
JC14-02A	1,019	1,019	-0,358	27	25	267	48	134	32
JC14-02B	1,01	1,01	-0,313	14	27	261	37	130	40
JC14-02C	1,004	1,004	-0,726	44	16	155	51	303	34
JC14-03A	1,012	1,012	0,174	20	17	282	24	142	59
JC14-03B	1,008	1,009	-0,609	41	10	306	27	150	61
JC14-04A	1,008	1,008	-0,044	360	61	233	19	135	22
JC14-04B	1,008	1,008	0,067	356	66	239	12	145	21
JC14-05C	1,007	1,007	-0,191	27	41	295	3	202	49
JC14-06A	1,008	1,008	-0,217	321	43	219	13	116	44
JC14-06B	1,004	1,004	-0,218	351	38	229	33	113	34
JC14-07C	1,011	1,011	-0,621	345	23	252	8	144	65
JC14-07D	1,009	1,009	-0,184	1	33	265	10	161	56
JC14-07E	1,007	1,007	0,419	352	53	244	13	145	34
JC15-01A	1,023	1,023	-0,338	176	4	81	46	270	44
JC15-01B	1,029	1,029	-0,021	357	5	93	44	262	45
JC15-02A	1,04	1,042	-0,541	214	36	83	42	326	27
JC15-03B	1,039	1,039	-0,193	38	14	134	24	279	62
JC15-03C	1,035	1,035	-0,112	44	10	141	33	300	55
JC15-04A	1,03	1,031	-0,375	179	21	70	40	289	43
JC15-04B	1,012	1,012	-0,064	167	24	71	15	311	62
JC15-04C	1,018	1,018	-0,134	154	1	61	70	245	20
JC15-05A	1,013	1,013	0,251	16	26	107	3	203	64
JC15-05B	1,015	1,015	0,35	117	4	24	41	213	49
JC15-06A	1,008	1,008	-0,191	189	34	56	45	298	25

JC15-06C	1,014	1,014	0,01	217	38	69	47	320	17
JC15-06C	1,017	1,017	0,019	216	23	100	46	324	35
JC16-01A	1,032	1,036	0,789	131	45	35	7	298	44
JC16-01B	1,038	1,039	0,44	132	48	33	8	296	41
JC16-01C	1,038	1,038	0,248	144	48	37	15	294	38
JC16-02B	1,028	1,031	0,735	62	19	167	37	311	47
JC16-02C	1,03	1,034	0,975	76	24	187	39	322	42
JC16-03A	1,026	1,029	0,744	85	30	191	26	315	49
JC16-03B	1,026	1,028	0,625	118	42	216	9	315	47
JC16-04A	1,03	1,031	0,404	57	13	155	29	306	58
JC16-04B	1,031	1,031	0,379	59	15	157	29	305	57
JC16-04C	1,029	1,03	0,35	41	3	133	32	307	57
JC16-05A	1,03	1,033	0,864	21	11	120	37	277	50
JC16-05B	1,028	1,031	0,715	15	10	112	35	272	53
JC16-06A	1,025	1,027	0,769	207	2	115	41	300	49
JC16-06B	1,022	1,026	0,93	85	34	189	19	303	50
JC16-07A	1,027	1,031	0,979	184	32	80	21	323	51
JC16-07	1,03	1,034	0,92	118	35	217	13	324	52
JC17-01A	1,015	1,015	-0,206	129	3	229	74	38	16
JC17-01C	1,021	1,022	-0,588	123	16	221	26	5	59
JC17-01D	1,019	1,021	-0,791	129	17	235	41	22	44
JC17-01E	1,018	1,019	-0,627	132	20	239	38	21	45
JC17-01F	1,018	1,018	-0,196	130	18	272	67	35	13
JC17-02A	1,016	1,016	0,092	168	4	261	33	72	56
JC17-02B	1,018	1,018	0,206	326	3	235	25	62	64
JC17-02C	1,019	1,019	-0,012	311	2	220	34	44	56
JC17-02D	1,019	1,019	0,218	300	3	205	60	32	30
JC17-03D	1,028	1,028	-0,023	310	32	128	58	220	1
JC17-04A	1,012	1,013	-0,522	146	0	56	71	236	19
JC17-04B	1,01	1,011	-0,782	333	2	243	1	117	87
JC17-05A	1,016	1,016	-0,478	142	1	39	85	232	5
JC17-05B	1,013	1,014	-0,675	322	4	62	68	230	22
JC17-06A	1,017	1,018	-0,76	307	0	37	69	217	21
JC17-06B	1,019	1,019	-0,296	138	0	48	16	229	74
JC17-07A	1,013	1,013	-0,461	135	7	240	63	42	25
JC17-07B	1,008	1,008	0,845	283	32	148	48	29	24
JC17-08A	1,02	1,022	0,732	306	15	198	48	49	38
JC17-08C	1,011	1,012	0,276	304	3	211	44	36	46
JC21/03A	1,005	1,006	-0,949	273	2	5	56	182	34
JC21/02A	1,008	1,008	-0,689	272	8	3	8	135	79



JC21/01A	1,006	1,006	-0,353	300	31	32	4	128	58
JC21/01B	1,006	1,007	-0,372	303	21	45	28	181	54
JC21/01C	1,005	1,006	-0,828	295	15	25	1	119	75
JC21/01D	1,007	1,008	-0,529	300	23	35	10	147	65
JC21/02B	1,008	1,009	-0,442	269	16	12	39	161	47
JC21/02C	1,008	1,008	-0,585	289	8	33	61	195	28
JC21/02D	1,007	1,007	-0,564	283	14	19	23	164	62
JC21/03B	1,006	1,007	-0,462	277	13	23	52	177	36
JC21/03C	1,007	1,007	-0,159	274	5	10	53	181	36
JC21/03D	1,007	1,007	0,289	76	2	344	44	167	46
JC21/04A	1,008	1,008	-0,02	290	23	22	5	124	66
JC21/04B	1,007	1,007	-0,161	292	23	201	3	104	67
JC21/04C	1,007	1,007	-0,197	291	23	200	1	109	67
JC22-01A	1,013	1,014	-0,444	255	0	164	84	345	6
JC22-01B	1,015	1,016	-0,581	82	13	195	59	345	27
JC22-02A	1,01	1,011	0,686	294	25	42	33	175	46
JC22-02B	1,011	1,012	0,571	275	8	11	37	174	52
JC23-01A	1,029	1,029	-0,312	102	32	352	29	229	44
JC23-01B	1,023	1,023	0,013	133	17	15	57	233	27
JC23-02A	1,01	1,01	0,24	67	60	327	6	233	29
JC23-02B	1,015	1,015	0,242	325	1	56	59	234	31
JC23-03A	1,01	1,012	-0,871	92	17	185	9	301	71
JC23-03B	1,013	1,014	-0,139	77	8	172	30	333	59
JC24/01A	1,016	1,016	0,488	261	8	166	32	2	57
JC24/01B	1,013	1,013	0,232	327	5	57	2	166	85
JC24/01C	1,019	1,02	0,343	263	0	173	24	354	66
JC24/02A	1,017	1,018	0,53	246	4	153	37	342	53
JC24/02B	1,019	1,021	0,703	235	13	136	35	342	53
JC24/02C	1,02	1,022	0,678	228	20	127	26	351	56
JC24/02D	1,024	1,024	-0,206	70	27	181	35	312	43
JC24/03A	1,038	1,038	0,005	130	16	224	15	354	68
JC24/03B	1,019	1,02	0,58	94	10	188	24	342	64
JC24/04A	1,027	1,027	-0,048	161	20	70	4	330	70
JC24/04B	1,018	1,02	0,658	121	31	222	18	338	53
JC24/05A	1,01	1,011	0,346	9	26	273	11	162	62
JC24/05B	1,037	1,038	-0,435	62	41	315	18	207	43
JC24/06A	1,017	1,017	0,468	196	68	79	10	346	19
JC24/06B	1,031	1,031	0,108	190	57	61	23	320	23
JC24/06C	1,041	1,042	0,171	52	15	185	69	318	15
JC24/07A	1,018	1,018	-0,196	78	13	344	18	201	68

JC24/07B	1,023	1,024	0,492	21	47	237	37	132	19
JC24/08A	1,021	1,022	-0,252	37	64	185	22	280	12
JC24/08B	1,037	1,039	-0,591	89	38	345	18	234	47
JC26/27B	1,015	1,017	0,794	102	25	197	10	307	63
JC26/25B	1,013	1,013	-0,101	163	55	47	17	307	30
JC26/26B	1,007	1,007	0,029	86	19	178	9	292	69
JC26/27A	1,012	1,013	0,776	53	10	147	24	301	64
JC26/28B	1,012	1,013	0,376	132	26	29	24	262	53
JC26/29A	1,02	1,02	0,176	151	6	58	27	253	62
JC26/29B	1,018	1,018	0,347	137	20	37	28	258	55
JC26/30A	1,013	1,014	0,618	133	26	39	7	295	63
JC26/31A	1,012	1,012	0,511	142	2	51	24	237	66
JC26/31B	1,012	1,013	0,623	9	17	105	17	238	66
JC26/31C	1,008	1,008	0,567	29	28	122	7	224	61
JC26/32B	1,012	1,013	0,211	206	30	86	42	319	34
JC26/33B	1,017	1,017	0,166	114	20	9	35	228	48
JC26/33C	1,021	1,021	0,065	115	23	13	26	241	54
JC26/34A	1,015	1,016	0,547	39	25	141	25	270	54
JC26/34C	1,014	1,014	0,047	71	20	164	10	280	67
JC26/36B	1,012	1,012	0,351	116	41	208	2	300	49
JC26/37B	1,014	1,015	0,603	106	25	10	13	254	62
JC26/38A	1,016	1,016	0,296	59	5	150	10	301	78
JC26/38B	1,011	1,011	0,444	31	1	121	8	291	82
JC26/38C	1,014	1,014	0,23	12	1	103	18	281	72
JC26/48A	1,025	1,027	0,707	170	13	75	22	289	64
JC26/39	1,017	1,018	0,579	108	22	17	2	281	68
JC26/41C	1,014	1,014	0,27	202	2	111	27	295	63
JC26/42B	1,018	1,02	0,769	97	24	3	11	250	64
JC26/43A	1,017	1,019	0,693	157	12	63	15	285	71
JC26/44A	1,02	1,022	0,697	214	6	122	20	319	69
JC26/45	1,016	1,017	0,515	113	15	203	0	294	75
JC26/46B	1,021	1,022	0,597	97	13	190	11	319	73
JC26/46C	1,016	1,017	0,68	145	13	236	5	348	76
JC26/47A	1,016	1,017	0,734	95	33	4	2	271	57
JC26/47C	1,018	1,019	0,437	90	34	359	2	266	56
JC26/48	1,014	1,014	0,333	99	27	189	1	281	63
JC26/14B	1,016	1,016	0,154	86	29	182	11	291	59
JC26/15A	1,017	1,018	0,301	99	28	190	1	282	62
JC26/15B	1,018	1,018	0,22	101	29	8	4	270	60
JC26/15C	1,015	1,015	0,368	91	19	183	6	291	70

JC26/15E	1,009	1,009	0,204	164	25	66	17	305	60
JC26/16A	1,015	1,016	0,655	120	28	26	8	282	61
JC26/16B	1,019	1,019	0,43	106	26	198	4	296	63
JC26/16D	1,016	1,016	0,466	106	32	198	3	292	58
JC26/17A	1,015	1,016	0,653	101	22	4	17	239	61
JC26/17B	1,014	1,015	0,455	87	29	354	6	252	60
JC26/18A	1,019	1,021	0,81	136	13	40	26	251	61
JC26/18B	1,018	1,02	0,606	112	23	15	16	252	61
JC26/19C	1,016	1,017	0,682	119	23	25	9	274	65
JC26/20A	1,017	1,02	0,959	157	22	60	17	296	62
JC26/19A	1,014	1,016	0,883	12	7	107	36	272	53
JC26/20B	1,016	1,017	0,467	180	18	82	25	301	58
JC26/20D	1,013	1,014	0,521	68	15	164	21	306	63
JC26/21A	1,009	1,009	0,693	167	17	69	25	287	59
JC26/22	1,009	1,009	0,033	124	44	215	2	307	46
JC26/23A	1,008	1,008	-0,015	17	38	145	38	261	29
JC26/23B	1,006	1,006	0,371	96	63	341	12	246	24
JC26/24A	1,012	1,012	-0,073	176	26	62	40	289	39
JC26/07A	1,016	1,017	0,558	178	3	87	22	276	68
JC26/01B	1,021	1,022	0,671	118	26	24	8	278	63
JC26/01C	1,023	1,024	0,579	106	24	15	3	277	65
JC26/02B	1,017	1,018	0,833	82	13	173	5	283	76
JC26/02C	1,015	1,016	0,705	66	15	159	11	284	72
JC26/03	1,016	1,017	0,794	130	12	40	1	306	78
JC26/04	1,017	1,018	0,422	95	22	185	0	276	68
JC26/05A	1,02	1,023	0,9	172	7	78	29	274	60
JC26/05B	1,017	1,02	0,924	96	23	188	5	290	67
JC26/05C	1,017	1,019	0,834	138	21	44	10	291	67
JC26/05D	1,018	1,02	0,855	123	27	27	11	277	61
JC26/05E	1,018	1,021	0,912	82	27	173	2	267	62
JC26/06A	1,019	1,02	0,403	147	11	56	4	306	78
JC26/07B	1,015	1,015	0,563	155	10	61	18	273	70
JC26/07C	1,013	1,014	0,795	117	16	24	10	264	71
JC26/08A	1,017	1,02	0,892	120	26	25	10	277	62
JC26/09B	1,022	1,024	0,686	223	9	128	27	330	61
JC26/10A	1,021	1,022	0,563	147	21	52	14	290	65
JC26/11B	1,022	1,023	0,358	163	13	71	9	308	74
JC26/11C	1,018	1,018	0,37	157	13	248	6	1	76
JC26/12A	1,019	1,02	0,678	24	16	122	24	263	60
JC26/13B	1,018	1,018	0,422	59	23	153	10	265	65

JC26/13A	1,015	1,016	0,736	104	28	10	8	265	61
JC26/14A	1,014	1,014	0,257	95	28	192	13	305	58
JC27-01A	1,008	1,009	-0,163	42	10	229	80	132	1
JC27-01B	1,011	1,012	0,735	15	20	133	52	273	30
JC27-02A	1,018	1,018	-0,338	206	19	301	15	68	66
JC27-02B	1,02	1,02	-0,269	199	22	290	2	24	68

Tab. 2. AMS data pro jednotlivé vzorky ( $P$  – stupeň anizotropie,  $P_j$  – korigovaný stupeň anizotropie,  $T$  – tvarový parametr,  $gD1$  -  $gD3$  - směry jednotlivých magnetických os,  $g1$  -  $g3$  sklony magnetických os,  $g1 > g2 > g3$ ).

Označení vzorku	x	y	$P_j$	$T$	K1dec	K1inc	K3dec	K3inc
JC - 08	-674097	-992229	1,023	0,158	336,7	10,5	78,2	47,3
JC - 09	-674087	-992219	1,015	0,476	243,5	42,4	131,5	22,3
JC - 10	-674107	-992239	1,012	-0,201	136	16,6	268	66,1
JC - 11	-674353	-992079	1,003	0,176	309,4	67	51,5	5,1
JC - 12	-674587	-991956	1,024	0,437	154,5	53,3	39	17,8
JC - 13	-677153	-993675	1,008	0,2	55	27,7	258,4	60,2
JC - 14	-677153	-993714	1,006	-0,095	11,5	33,9	148,8	47,6
JC - 15	-677250	-993571	1,014	0,009	196	6,2	294	51,9
JC - 16	-672622	-995961	1,029	0,908	89,2	35	304,7	49,3
JC - 17	-674998	-990690	1,014	-0,449	133,8	2,8	42	33,3
JC - 21	-675073	-996182	1,006	-0,412	284,1	16,8	163,1	59,6
JC - 22	-675107	-995694	1,011	-0,312	80,7	4,2	174	38,6
JC - 26	-672763	-995157	1,015	0,786	116,7	24	280,7	65,2
JC - 27	-674152	-997565	1,011	-0,418	192,4	12,8	78,9	60,3

Tab. 3. AMS data pro jednotlivé lokality přepočítané do geografického systému ( $P_j$  – korigovaný stupeň anizotropie,  $T$  – tvarový parametr,  $dec$  a  $inc$  – deklinace a inklinace jednotlivých os).

## Chemické analýzy

	Plg1	Plg2	Plg3	Plg4	Plg5	Plg6
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,03	3,94	4,04	4,14	2,62	2,74
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29,97	29,87	30,18	29,71	30,81	31,65
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,79	52,35	52,14	52,64	48,44	49,87
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,26	0,30	0,15	0,22	0,20	0,27
<b>CaO</b>	12,77	12,83	12,94	12,57	15,06	14,97
<b>FeO</b>	0,99	0,72	0,55	0,96	0,85	0,84
<b>total</b>	99,81	100,00	100,00	100,24	97,97	100,34
<b>An</b>	<b>63,66</b>	<b>64,29</b>	<b>63,90</b>	<b>62,67</b>	<b>76,07</b>	<b>75,12</b>

Tab.4. Chemické analýzy plagioklasů.

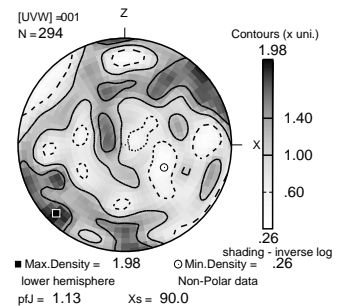
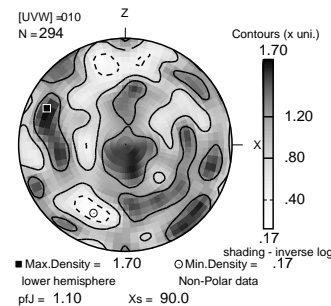
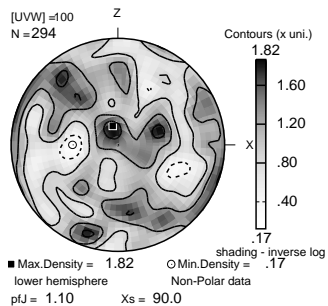
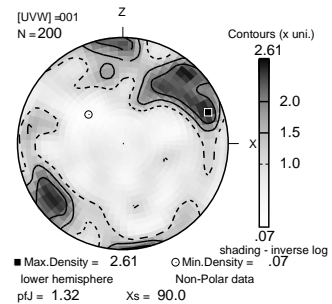
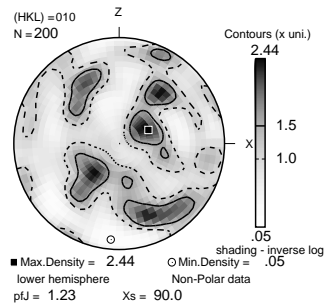
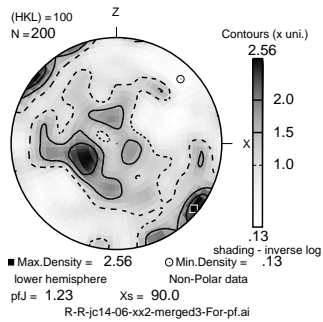
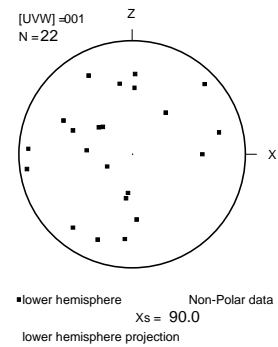
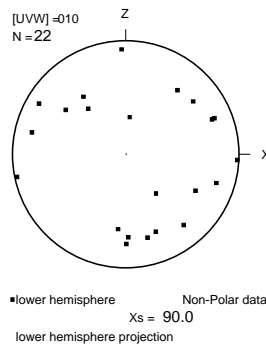
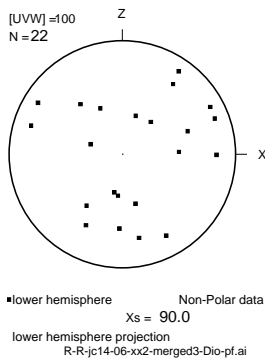
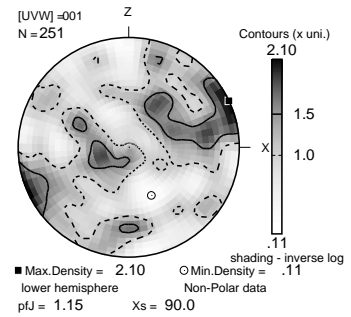
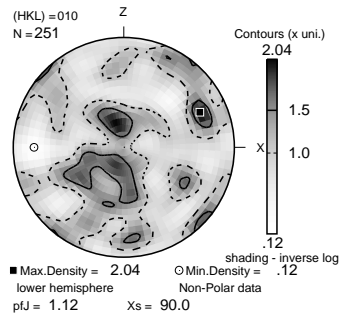
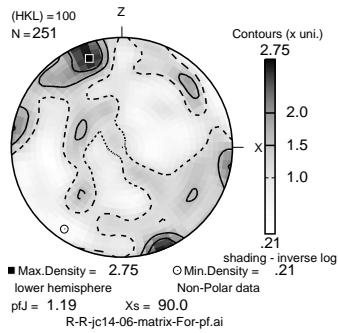
	složení celkové horniny	Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup> korekce	modelované složení celkové horniny (normalizované)
SiO <sub>2</sub>	44,220	44,220	44,397
TiO <sub>2</sub>	2,216	2,216	2,225
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,090	13,090	13,142
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,620	1,695	1,702
FeO	7,870	9,602	9,640
MnO	0,199	0,199	0,200
MgO	12,710	12,710	12,761
CaO	10,810	10,810	10,853
Na <sub>2</sub> O	3,340	3,340	3,353
K <sub>2</sub> O	1,050	1,050	1,054
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,670	0,670	0,673
F	0,000	0,000	0,000
CO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,000
S	0,000	0,000	0,000
H <sub>2</sub> O(+)			
H <sub>2</sub> O(-)			
LOI	0,550		
<b>Total</b>	<b>100,345</b>	<b>99,602</b>	<b>100,000</b>

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,695		
FeO <sub>total</sub>	11,127		
<b>mg# (celkové horniny)</b>			<b>67,06</b>
<b>mg# (modelované celkové horniny)</b>			<b>70,23</b>
<b>Kd</b>	<b>0,30</b>	<b>0,27</b>	<b>0,33</b>
<b>Fo (model)</b>	<b>88,72</b>	<b>89,73</b>	<b>87,73</b>

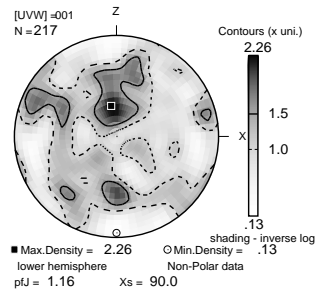
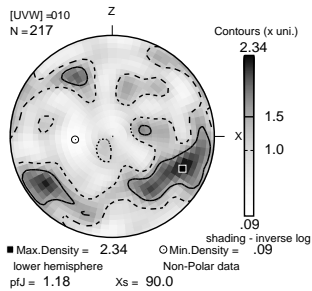
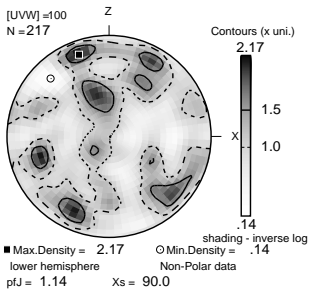
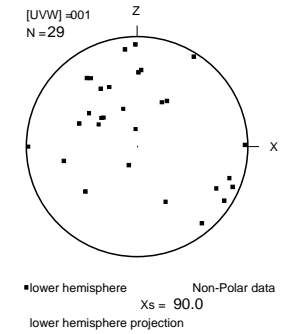
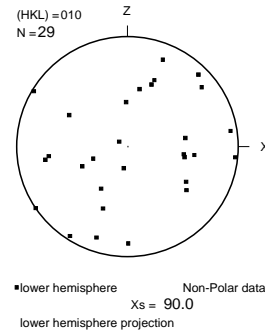
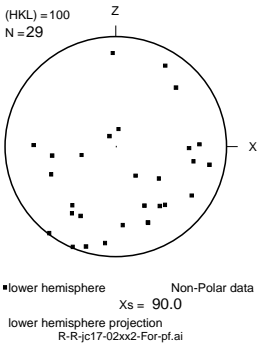
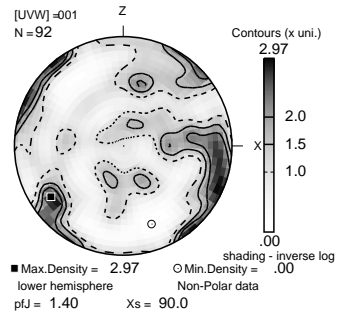
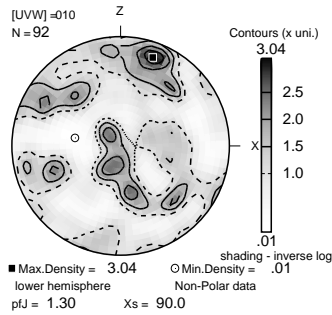
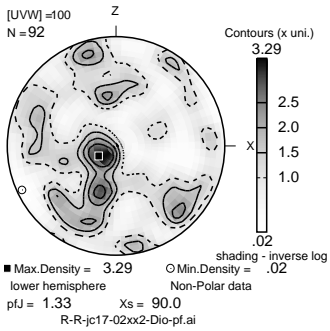
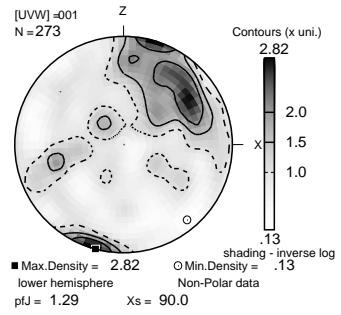
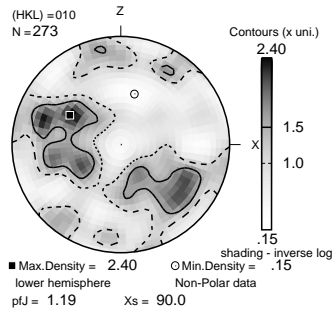
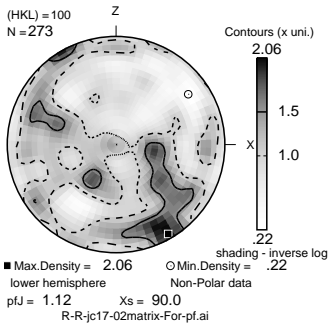
Tab. 5. Chemická analýza vzorku PCV-1-Prackov s přepočtenými hodnotami železa a vypočítanými hodnotami mg#, distribučním koeficientem a složením forsteritové komponenty olivínů.

# EBSD

R-R-jc14-06-matrix-Dio-pf.ai

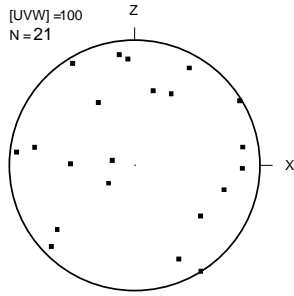


Obr. 2. JC14-06.

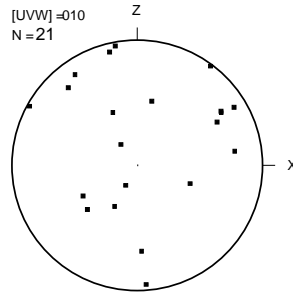




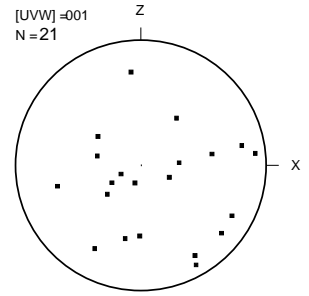
R-R-jc17-02xx-For-pf.ai



■ lower hemisphere Non-Polar data  
 $X_s = 90.0$   
 lower hemisphere projection



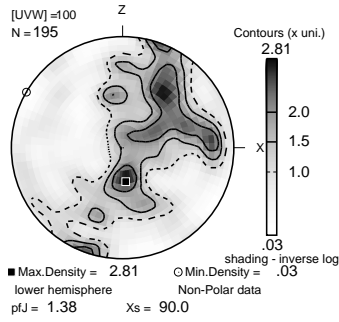
■ lower hemisphere Non-Polar data  
 $X_s = 90.0$   
 lower hemisphere projection



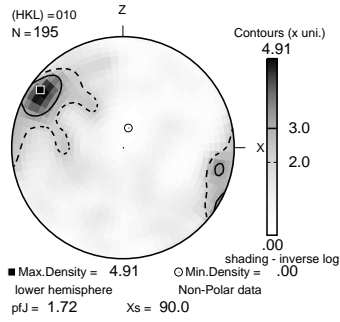
■ lower hemisphere Non-Polar data  
 $X_s = 90.0$   
 lower hemisphere projection

*Obr. 3. JC17-02.*

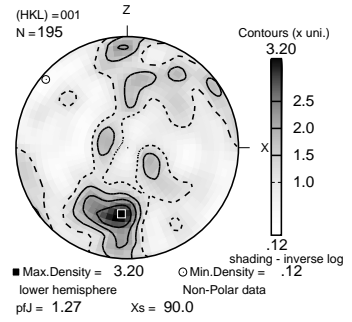
R-R-jc26-02-merged-BYT-pf.ai



■ Max.Density = 2.81  
 lower hemisphere Non-Polar data  
 $pJ = 1.38$   $X_s = 90.0$

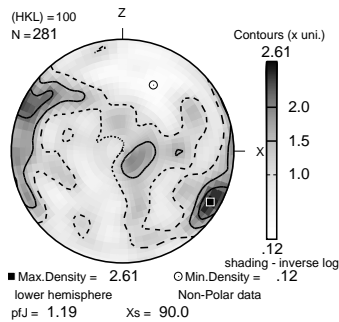


■ Max.Density = 4.91  
 lower hemisphere Non-Polar data  
 $pJ = 1.72$   $X_s = 90.0$

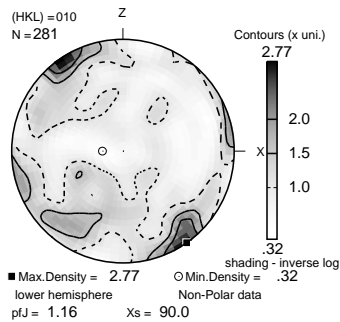


■ Max.Density = 3.20  
 lower hemisphere Non-Polar data  
 $pJ = 1.27$   $X_s = 90.0$

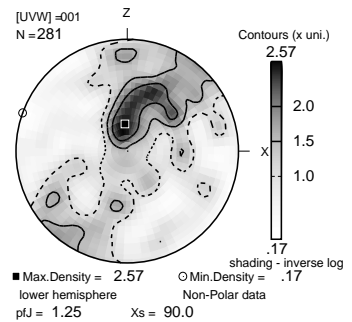
R-R-jc26-02-merged-Dio-pf.ai



■ Max.Density = 2.61  
 lower hemisphere Non-Polar data  
 $pJ = 1.19$   $X_s = 90.0$

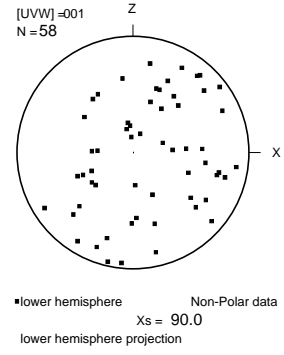
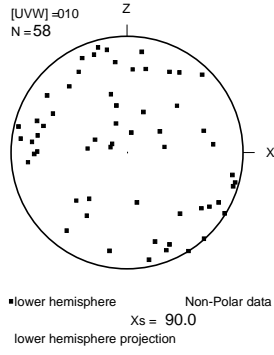
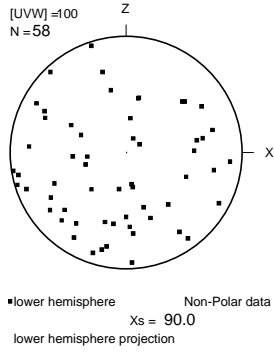


■ Max.Density = 2.77  
 lower hemisphere Non-Polar data  
 $pJ = 1.16$   $X_s = 90.0$

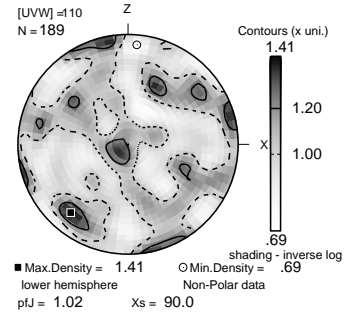
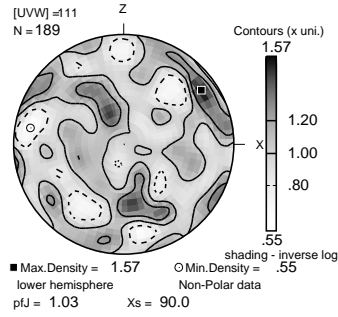
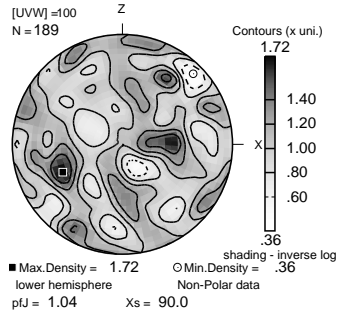


■ Max.Density = 2.57  
 lower hemisphere Non-Polar data  
 $pJ = 1.25$   $X_s = 90.0$

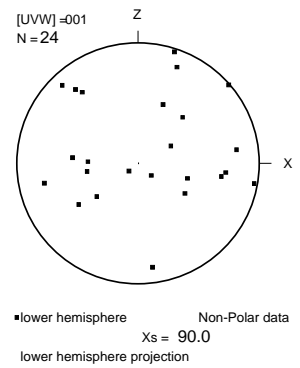
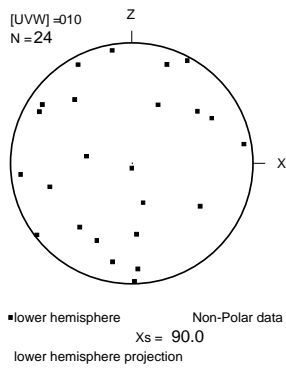
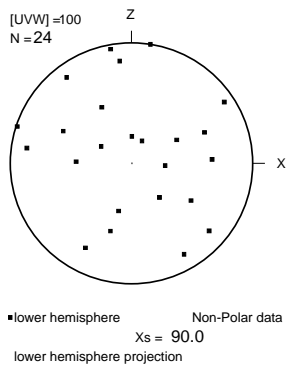
R-R-jc26-02-merged-For-pf.ai



R-R-jc26-02-merged-Mag-pf.ai



R-R-jc26-02-olivines-For-pf.ai



Obr. 4. JC26.