

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra geologie a paleontologie

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie (navazující magisterské studium)



Bc. Martin Sobotka

**Neovulkanity SZ části mostecké pánve v prostoru uhelných lomů elektrárny Tušimice**

**Neovolcanic Rocks of the SW part of the Most Basin in the area of Tušimice power plant open pit**

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: doc. RNDr. Václav Kachlík, CSc

Praha, 2016

### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 22.8.2016

## **PODĚKOVÁNÍ:**

Mé upřímné poděkování směřuje k vedoucímu této diplomové práce doc. RNDr. Václavu Kachlíkovi, CSc. za téměř nesčetné množství rad, informací a materiálů předávaných po celou dobu tvorby této diplomové práce – od výzkumu terénního po laboratorní až po konečné psaní a obhajování diplomové práce. Poděkování též patří Severočeským dolům a.s. za umožnění přístupu do dolu Tušimice. Konkrétně Ing. Oldřichu Janečkovi a Mgr. Tomáši Novotnému za průvod terénem, předané informace a poskytnuté materiály. Dále bych rád poděkoval všem zaměstnancům Univerzity Karlovy za umožnění studia, vytvoření příjemného zázemí a hlavně výuku a prostor pro osobní růst. Poslední a nejdůležitější dík patří mé rodině za podporu psychickou i materiální.

## **ABSTRAKT:**

Diplomová práce se zabývá geologickým, petrologickým a geochemickým studiem neovulkanitů severozápadní části mostecké pánve v prostoru uhelných lomů elektrárny Tušimice. Jedná se o dva lávové proudy, které byly zastiženy těžbou v severní části lomu. Petrologicko-geochemické studium a K-Ar datování relativně čerstvých hornin v převážně zcela zvětralých vulkanitech ukázalo, že horniny z lomu je možno klasifikovat jako Ti-bohaté bazaltické horniny bez olivínu (tefrity), které patří k hlavní vulkanická fáze ve vývoji oherského riftu, která spadá do oligocénu. Geologicky i datováním se prokázalo, že studované vulkanity jsou od nadložního slojového souvrství odděleny delším hiátem, spjatým erozí jak vulkanitů, tak i podložních hornin krystalinika. Chemismus hlavních a stopových prvků ukázal, že komagmatické vulkanity pocházejí ze dvou poněkud odlišných zdrojů svrchního pláště. Chemismus dvou vzorků ukazuje na vznik nízkým stupněm parciálního tavení silněji metasomatizovaného astenosférického pláště. Chemismus vulkanitů ukazuje, že plášťový zdroj byl svým chemismem podobný recentním OIB bazaltům. Poslední vzorek vznikl z méně metasomatizovaného a hloubkově odlišného plášťového zdroje, který prodělal vyšší stupeň parciálního tavení. Obě horniny byly ovlivněny asimilací nebo kontaminací korovými taveninami pouze minimálně. Extenze litosféry v předpolí Alp a výstup plášťového diapiru usnadnil výstup oligocénních magmat na začátku hlavní fáze vzniku riftu, která byla doprovázena zvýšenou subsidencí, která umožnila sedimentaci několika set metrů mocného sledu nadložních uhlonosných sedimentů.

**Klíčová slova:** mostecká pánev, DN Nástup, Tušimice, oligocén, miocén, vulkanity, geologie, petrologie, geochemie.

## **ABSTRACT:**

Diploma thesis deals with geological, petrological and geochemical studies of neovolcanic rocks of the SW part of the Most Basin in the area of Tušimice power plant open pit. There are two lava flows affected by coal mining in northern part of the mine. Petrological and geochemical studies with K-Ar dating relatively recent rocks in mostly weathered volcanic rocks showed, that they can be classified as Ti-rich basaltic rocks without olivine (tephrites), which belong to the main volcanic phase in the evolution of the Eger graben. It was evidenced geologically and with K-Ar dating, that studied rocks were separated from underlying beds by hiatus which caused erosion of volcanic rocks as well as crystalline bedrock. Major and trace elements composition of co-magmatic volcanics showed that rocks were derived from two slightly different sources of upper mantle. Composition of two samples indicates the formation from low degree of partial melting strongly metasomatic asthenospheric mantle. Chemical features of volcanic rocks show that mantle source was comparable to recent OIB basalts. Last sample arose from less metasomatized and depth distincted mantle which was affected by higher level of partial melting. Melts from which crystallized both rocks were minimally affected by assimilation or contamination. Extension of lithosphere in Alp forefield and output of mantle diapir facilitated the output of oligocene magma in the beginning of main volcanic phase of the Eger rift evolution. Increased subsidence enabled deposition of few hundred meters thick sequence of overlying coal-bearing sediments.

**Key words:** Most Basin, oligocene, miocene, volcanic rocks, geology, petrology, geochemistry

## OBSAH:

1. Úvod .....	1
2. Obecná charakteristika území .....	2
2.1. Regionálně geologický přehled .....	2
3. Přehled dosavadních geologických výzkumů.....	6
3.1. Podložní krystalinikum.....	7
3.2. Křída.....	8
3.3. Terciérní sedimenty .....	8
3.4. Vulkanity oherského riftu .....	11
3.5. Kvartérní sedimenty .....	14
4. Metodika výzkumu.....	15
5. Geologické poměry výchozů vulkanitů v povrchovém dole Merkur.....	17
6. Geologicko-petrologická charakteristika vulkanických těles.....	24
7. Geochemie vulkanitů .....	35
7.1. Klasifikace vulkanitů .....	35
7.2. Hlavní prvky.....	39
7.3. Stopové prvky.....	40
7.4. Lanthanoidy.....	41
7.5. Geotektonické prostředí vzniku vulkanitů .....	44
8. Diskuze .....	47
8.1 Geologická pozice, stáří a geneze vulkanických hornin v lomech elektrárny Tušimice.....	47
8.2 Chemismus magmat a jejich vznik.....	48
8.3 Korelace vulkanitů z lomů elektrárny Tušimice s vulkanity v okolí oherského riftu .....	49
8.4 Vztah vulkanismu k vývoji oherského riftu a vlivy složení pláště a kůry v oblasti riftu .....	50
9. Závěr.....	50
10. Literatura .....	52
11. Přílohy.....	56

# 1. Úvod

Téma této diplomové práce nese název "Neovulkanity SZ části mostecké pánve v prostoru uhelných lomů elektrárny Tušimice". Vybráno bylo z důvodu mého zájmu o terciérní vulkanity, částečně v návaznosti na bakalářskou práci s názvem „Vývoj názorů na vznik a stavbu Českého středohoří“, mým dosavadním životem v oblasti Krušných hor a mostecké pánve a v neposlední řadě výběrem předmětů po dobu studia, které byly zaměřeny na studium vulkanických procesů.

Tvorba práce začala studiem starších geologických prací a vrtných profilů v oblasti mostecké pánve - konkrétně dolu Tušimice. Následně pokračovaly terénní práce, které měly za cíl určit polohu a vztahy jednotlivých vulkanických těles k okolním horninám (tj. krystalinickému podloží nebo výplni mostecké pánve). Tato tělesa byla následně podrobněji studována a byly z nich odebrány reprezentativní vzorky, které jsem studoval pomocí optického mikroskopu a elektronové mikrosondy. U vybraných vzorků nezářných vulkanitů byly rovněž provedeny chemické analýzy pro účely přesnější klasifikace vulkanitů a určení jejich afinity k jednotlivým fázím neoidního vulkanismu zejména v oblasti oherského riftu.

Cílem diplomové práce bylo zjistit prostorové rozmístění vulkanických těles, určit jejich petrografickou a geochemickou charakteristiku, vztahy k okolním horninám a získat tak dostatečné množství informací pro bližší genetickou charakteristiku vulkanických produktů, zjištění přírodních drah atd. Tyto výzkumy přispějí ve svém důsledku ke zpřesnění stávajících geologických map a interpretaci vztahů vulkanismu k pánevní výplni.

Z důvodu přesouvání těžby směrem na východ pole se souvisejícím zakládáním a rekultivací vytěženého prostoru od SZ měla práce charakter záchranného výzkumu.

## **2. Obecná charakteristika území**

Zkoumané území leží v oblasti dolu Tušimice. Ten se nachází v Ústeckém kraji, okrese Chomutov a to konkrétně mezi obcemi Málkov, Březno a městem Kadaň. Doly Nástup Tušimice se dělí na dva povrchové lomy, které se nachází v oblasti tzv. Málkovského hřbetu a tvoří severní závěrnou stranu dolu. Jedná se o již neexistující lom Merkur a lom Libouš, ve kterém byly prováděny výzkumy v rámci diplomové práce zaměřené na studium. Lom Libouš má celkovou délku porubní fronty 4 km, mocnost sloje je 25 – 35 m s obsahem popela 36,8 % a síry 2,7%. Celkové geologické zásoby činí 461 mil tun.

Oblast Málkovského hřbetu leží v nadmořské výšce cca 400 m v podhůří Krušných hor. Průměrné roční teploty jsou 7,7 °C s průměrným ročním úhrnem srážek 612 mm. Území je odvodňováno řekou Ohře, která se dále vlévá od Labe. Nechranická přehrada, vybudovaná na řece Ohři, tvoří jižní hranici dolu Tušimice. Mezi další vodní díla patří Přísečnická vodní nádrž a Přivaděč Ohře-Bílina, který byl vybudovaný pro ochranu dolů mostecké pánve proti zaplavením menšími toky z Krušných hor.

Mezi další prvky socio-ekonomické sféry patří rychlostní silnice R13 a R7 křížící se nad SV částí lomu u obce Černovice se záměrem urychlení dopravy z Liberce do Karlových varů, resp. z Prahy do Chomutova.

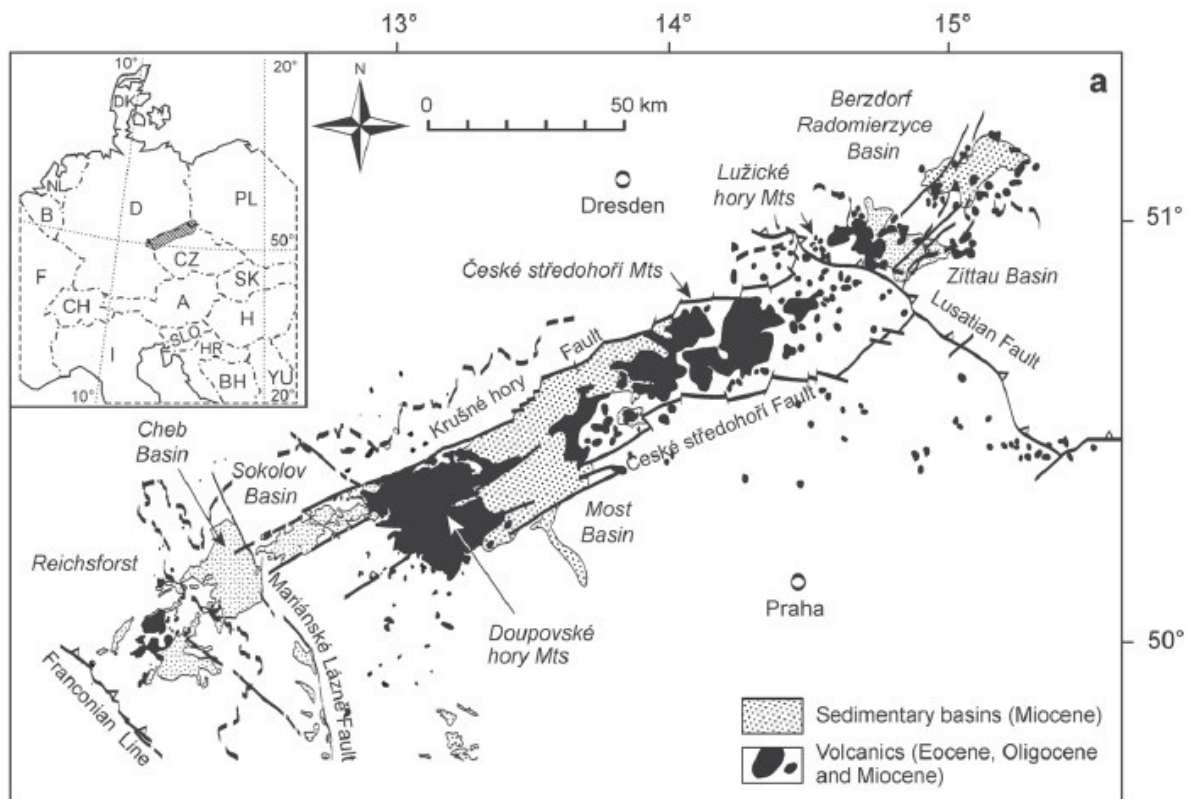
### **2.1. Regionálně geologický přehled**

Území studované v této diplomové práci náleží z regionálně-geologického hlediska do Českého masivu - konkrétně do sasko-duynské oblasti, která buduje severní část Českého masivu. Dělí se obvykle na krušnohorsko-durynskou a lugickou část, přičemž dělítkem obou podjednotek je labská zóna (např. Cháb et al. 2007, Cháb et al. 2010). Sasko-durynská zóna je jednou ze čtyř hlavních jednotek Českého masivu společně s moldanubickou, tepelsko-barrandienskou a moravsko-slezskou oblastí.

Právě podél hranice styku saxothuringika s tepelsko-barrandienskou oblastí se od konce mezozoika utvářela struktura oherského riftu jakožto odezva alpinského vrásnění v předpolí alpinského orogénu. Oherský rift (Kopecký 1970, Kopecký 1985) (jinak také ohárecký rift či oherský prolom, pro německé geology pak Erzgebirge Rift) je tedy vedlejší větev střeoevropského riftového systému. (Dezes et al., 2004).

Oherský rift je podélně omezen na SZ krušnohorskou zlomovou zónou, na jihovýchodě pak zlomy oherského zlomového pásma (střezovský, litoměřický) – obr. 1. Na JZ a SV za křížením s mariánsko-lázeňským zlomem a labskou zlomovou zónou postupně vyznívá směrem k francké linii na JZ a okrajovému sudetskému zlomu (např. Malkovský et al., 1985, Pešek et al., 2010).

Oherský rift je složitě příčně členěnou asymetrickou extenzní strukturou o délce téměř 300 km a šířce až 30 km. Je vyplněna místy až 500 m mocným sledem sedimentů, oligocenního a hlavně spodnomiocenního stáří (Kvaček et al. 2004, Rajchl et al. 2009, Mach et al. 2014), které doprovázejí v podloží a zejména na jihovýchodním okraji mocné sledy alkalických vulkanitů a vulkanoklastik vulkanických komplexů Doupovských hor a Českého středohoří. (Cajz, 2004), jejichž stratigrafické rozpětí je daleko větší (křída až kvartér cca-79-0,4 mil let – Ulrych et al. (2011)). Příčnými hřbety krystalinika, případně případně podložními mezozoickými sedimenty nebo neoidními vulkanity, je oherský rift rozdělen na pánve chebskou, sokolovskou, mosteckou a žitavskou. Uhlonosné sedimentární jednotky těžené na dole Nástup-Tušimice jsou tedy součástí mostecké pánve. Tato pánev je ze severní a jižní strany ohraničena zlomy krušnohorským a pásmem zlomů označovaným jako litoměřické hlubinné zlomové pásmo, které má sv.-jz. směr. (Malkovský, 1985). Morfologicky je pánev ohraničena vulkanickými komplexy Doupovských hor na JZ a vulkanický komplex Českého středohoří na SV.



Obrázek 2.1: Mapa oherského riftu s polohou mostecké pánve. Upraveno podle Cajze a kol. (2009)

Podloží sedimentární výplně mostecké pánve tvoří krušnohorské krystalinikum zastoupené migmatizovanými pararulami, migmatizovanými svory, drobovými pararulami, metakonglomerátovými pararulami, ortorulami a svory. (Zíma, 1986). Časté jsou druhotné přeměny krystalinika v podobě kaolinizace, hematitizace, karbonatizace a chloritizace.

Podložní horniny krystalinika jsou ovlivněny i hlubokým paleogénním až miocénním lateritickým, případně kaolinitickým zvětráváním, které způsobuje často až úplnou přeměnu (argilitizaci). Mocnosti zvětralinového pokryvu dosahují obvykle několikametrových mocností, ale mohou dosáhnout i první desítky metrů.

Na krystalinikum studované oblasti transgredovala po dlouhém hiátu křída. (Pešek et al., 2010) Počátek sladkovodní sedimentace je datován do cenomanu, během svrchního cenomanu dochází postupně k mořské záplavě a sedimentaci mělkomořských marinních sedimentů (Zíma, 1986)

## Charakteristika výplně mostecké pánve

Terciární sedimentace má počátek v eocénu sedimentací bazálního starosedelského souvrství. Sedimentace probíhala převážně v říčních korytech, případně v mělkých průtočných jezerech, která vznikala na penneplenizovaném pokřídovém povrchu usazováním klastických terestrických sedimentů - převážně slepenců, pískovců a vložek pelitů . (Pešek et al., 2010).

Po hiátu následuje mohutná vulkanická aktivita usazením oligocéního až raně miocéního střezovského souvrství. Toto souvrství je tvořeno neovulkanity hlavní vulkanické fáze (Kopecký, 1978), které pronikaly na povrch pánve a ukládaly se na starší starosedelské souvrství nebo na reliktů křídů a krystalinika. (Pešek et al., 2010). Vulkanity této fáze (42-16 mil let) jsou tvořeny dvěma současnými, ale petrografickým a geochemickým složením odchylnými horninovými řadami: a) slabě alkalickou suitou, reprezentovanou řadou hornin o složení basanit-trachybasalt/alkalický olivinický basalt - trachyt;

b) silně alkalickou sérií hornin reprezentovanou nefelinity-tefrity a fonolity (Cajz 2004, Ulrych et al. 2011).

Vulkanity obou řad vytvářejí celou řadu typů vulkanických těles a forem – od rozsáhlých lávových příkrovů, přes pyroklastické horniny strombolských, magmatofreatických explozí až po resedimentované vulkanity případně smíšené vulkanoklastické horniny (uloženiny laharů, maarové brekcie, uloženiny pyroklastických lavin apod. (Brus 1982, Brus & Hurník 1984, Cajz et al. 2004, Sakala et al. 2010, Rapprich (2003, 2006) aj. Efuzivní tělesa jsou doprovázena i různými typy podpovrchových subvulkanických intruzivních těles (žíly, drobné intruzivní tělesa spjatá s erozí obnaženými vulkanickými centry doupovského stratovulkánu a např. roztockého vulkanického centra (Ulrych & Balogh 2000, Skála et al. 2014, Holub et al. 2010).

Největší rozsah měla sedimentace od v době ukládání mosteckého souvrství (oligocén až sp. miocén např, Rajchl et al. 2008, 2009, Pešek et al., 2010). Začala po hiátu uložením duchcovských vrstev. Jedná se o splachy zvětralin z oblasti Doupovských hor a Českého středohoří.

Ve spodním miocénu se ukládaly sedimenty hlavní uhlonosné fáze - holešické vrstvy. Sedimentace probíhala v uhlotvorných mokřadech, pralesech a bažinách, které pokrývaly dnešní území Ústecka, Mostecka, Chomutovska a Kadaňska. (Pešek et al., 2010) Jde převážně o jílovité horniny, uhelné jílovce, místy s písčitymi tělesy, které reprezentují toky protékající

močálovitými oblastmi. Uhlonosná sedimentace skončila ve středním miocénu a pokračovala ukládáním převážně jílovců a prachovců libkovických a lomských vrstev v klidném jezerním prostředí (s výjimkou lomské uhelné vrstvy) - (viz obr. č. 2, (Pešek et al., 2010).

Kvartér je na tomto území zastoupen štěrkopísky tvořenými horninami krystalinika a terciárními křemenci a pískovci a písčito-jílovými hlínami (Zíma, 1986).

### **3. Přehled dosavadních geologických výzkumů**

Na úvod třetí kapitoly budou popsány názory na vznik a vývoj oherského riftu, který má zásadní vliv na tektoniku a magmatismus této oblasti.

Podle Kopeckého se jedná o alpinsky oživený asymetrický rift ohraničený litoměřickým a krušnohorským zlomem, který vzniknul na hranici dvou krystalických jednotek – saxothuringika a tepelsko-barrandienské oblasti. Podél zlomů poté docházelo k výstupu magmatických hmot. Kvartérní výzdvih Krušných hor je potom důkazem typickým pro riftové struktury (Cajz, 2004).

Podle Malkovského vznik riftu zapříčinila vulkanotektonická subsidence. Zatížením Českého masivu na SV sedimenty a na JV alpinskými příkrovy mělo dojít k vyklenutí masivu s následným vznikem hlubokých puklin, po kterých docházelo k výstupu magmatických hmot. Po vyprázdnění magmatických krbů došlo k poklesu a vzniku sedimentárního prostoru (Cajz, 2004).

Hurník s Havlenou (1984) přišli s představou, že podkrušnohorské pánve a křídla podkrušnohorského riftu představují velkou vrásovou strukturu, ve které jsou Krušné hory antiklinálou a pánevní prostor synklinálou. Tato teorie však nevysvětluje vulkanickou činnost (Cajz, 2004).

### **3.1. Podložní krystalinikum**

Podloží oblasti dolu Nástup-Tušimice je tvořeno krystalinikem krušnohorské části saxothuringika. Východní část podloží pánve v okolí města Chomutov je tvořeno muskovit-biotit pararulami s polohami muskovitické ortoruly a pravděpodobně i středně zrnitou muskovit-biotitickou ortorulou (Kopecký, 1989). Muskovit-biotitická pararula je středně zrnitá hnědošedá hornina s lepidogranoblastickou strukturou a občasou migmatitickou texturou (Kopecký, 1989).

Směrem na Z v okolí obce Málkov je krystalinikum tvořeno pruhem muskovit-biotitické pararuly, která má až svorový vzhled, vzhledem k vysokému podílu slíd. Tato hornina se vyznačuje střední zrnitostí s výrazným usměrněním fylosilikátů. Minerální složení je srovnatelné s normální pararulou. Slídy tvoří až 40%, přičemž převažuje biotit nad muskovitem. Dále jsou významněji zastoupeny plagioklas a draselný živec, které převažují nad křemenem. Akcesoricky se zde vyskytuje apatit, zirkon a rozpadlý granát. Ve srovnání s běžnou s muskovit-biotitickou pararulou se tato hornina vyznačuje vyšším obsahem slíd (Kopecký, 1989). Na tento pruh ze S přilehá další pruh, který je tvořen granulity s různou intenzitou retrogradní rekrystalizace - (Kopecký, 1989).

Jižním směrem od Málkovského hřbetu se nacházela, dnes již z důvodu těžby zaniklá, obec Ahníkov. Podloží je zde tvořeno muskovit-biotit pararulami svorového vzhledu. Dále na jih navazuje další pruh tvořený středně zrnitou až masivní biotit-muskovitickou ortorulou (Kopecký, 1989).

V místě vlastního profilování v rámci terénních prací byl již dříve prováděn vrtný průzkum. Ten narazil v hloubce 167.40 m na zvětralou a zjívělou stříbřitě šedou biotit muskovitickou pararulu, která byla zastížena až do hloubky 160.80 m. (Archiv OMG, SD a.s., vrt CV150) Přibližně 200 m od tohoto vrtu byla v hloubce 137.70 m navrtána jemnozrná bělošedá rula. Hluběji vrt nepokračoval ( Archiv OMG, SD a.s., vrt CV187).

Další dva vrty byly provedeny v dnes již zaniklém lomu Merkur, který se nacházel na Z od lomu Libouš. Na krystalinikum narazil pouze jeden z vrtů, který v hloubce 74 m zastihl silně zvětralou středně zrnitou biotitickou pararulu se zelenošedým smouhováním. Směrem do hloubky je tato hornina tvrdší, pevnější a kladivem těžko rozpojitelná. ( Archiv OMG, SD a.s., vrt AH248).

Následně bylo krystalinikum silně penepnenizováno a ačkoliv zde nebyla křída předpokládána, byla navrtána a palynologicky prokázána (Zíma, 1986).

### **3.2. Křída**

Sedimentace křídý má počátek v cenomanu sladkovodní a následně mořskou sedimentací – mezi těmito typy sedimentace není zřetelná hranice (Zíma, 1986). Sedimentace počíná bílým bazálním slepencem o mocnosti několik desítek cm, který má kaolinický tmel s obsahem špatně opracovaných valounků křemene a malým výskytem sloupečků černého turmalínu. (Zíma, 1986).

Na bazální slepenec nasedá poloha kaolinických písků – jsou jemně až středně zrnité, dobře vytríděné, sideritizované či pyritizované. V těchto pískách se vyskytují stopy po lezení a vrtání organismů (lokálně označované jako fukoidy) a někdy též zbytky vápnitých schránek či jen jejich otisky (Zíma, 1986).

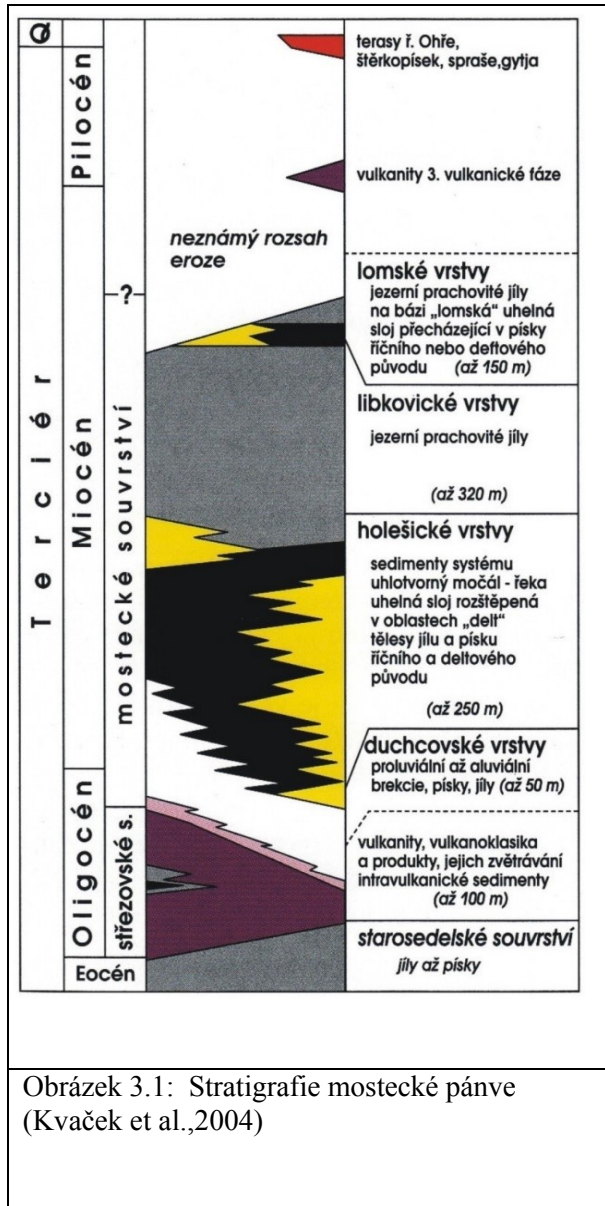
V okolí Spořic (tj. oblasti nejbližší lomu Libouš) na bílé písky nasedá vrstva zelených glaukonitických nejspíše turonských pískovců, která obsahuje kosterní zbytky ryb (Zíma, 1986).

### **3.3. Terciérní sedimenty**

Báňské práce spojené s geologickým průzkumem přinesly a přinášejí velké množství poznatků o terciérních sedimentech celé podkrušnohorské oblasti – konkrétně mostecké pánve a dolu Nástup-Tušimice. Do roku 1971 bylo v mostecké pánvi a okolních terciérních sedimentech zřízeno 1653 hlubinných dolů a štol a 186 povrchových lomů (Pešek et al., 2010).

Mostecká pánev je s rozlohou téměř 900 km<sup>2</sup> největší podkrušnohorskou pánví. Ze S je omezena právě Krušnými horami, na Z Doupovskými horami a na V Českým středohořím. (viz obr. č. 1). Pánev je vyplněna sedimentárním a vulkanoklastickým materiálem o mocnosti 550 m. (Pešek et al., 2010) Za současnou podobu pánve mohou mladé pohyby na oživených

variských strukturách. (Pešek et al., 2010). Stratigraficky se terciérní sedimenty mostecké pánve dělí na tři souvrství -starosedelské, střezovské a mostecké, která jsou oddělena dvěma hiáty. V mosteckém souvrství se vymezují vrstvy duchcovské, holešické, libkovické a lomské. (viz níže)



Obrázek 3.1: Stratigrafie mostecké pánve (Kvaček et al., 2004)

### Starosedelské souvrství

Bazální starosedelské souvrství eocéního stáří je přítomno pouze lokálně a to v liboušské depresi a v depresi podél linie řeky Chomutovky. Většina sedimentů, dříve přiřazovaných starosedelskému souvrství, náleží křídě, na kterou toto souvrství transgreduje. Místy např. v okolí Brán transgreduje eocéní starosedelské souvrství na podložní krystalinikum - (Zíma, 1986). Liboušská deprese se nachází přímo ve studované oblasti této DP. Jedná se o maarovou výplň, která vznikla erupcí sopečných plynů nejméně ve dvou explozivních fázích. (Brus & Hurník, 1982). Ve své mocnosti až 95 m je reprezentována pestrou výplní střídajících se tufitických slepenců, pískovců, tufitů, jílovců a prachovců šedezelené nebo šedohnědé barvy - (viz kapitola 3.3). Směrem k nadloží se materiál stává jemnozrnějším a obsahuje prouhelněné

zbytky rostlin. Sedimenty jsou silně sideritizovány (Zíma, 1986).

## **Střezovské souvrství**

Po delším hiátu se během priabonu až rupelu ukládaly vulkanické produkty střezovského souvrství. Jsou reprezentovány především lávovými příkrovy, vulkanoklastiky a přeplavenými zvětralými vulkanickými produkty, čistě sedimentární horniny jsou přítomny pouze a v podřízeném množství. Vulkanické produkty se ukládaly převážně na vrstvy křídly a krystalinika, méně pak na předchozí jednotku starosedelského souvrství (Pešek et al., 2010). Většinou se jedná o lávy bazanitů, alkalických bazaltů a trachytů, které jsou silně zjívovělé, případně vulkanity silně alkalické řady nefelinit tefrit-fonolit (Kopecký, 1978, Ulrych et al., 1999). Obsah vulkanického materiálu, případně smíšeného nebo klastické sedimentární příměsi se mění se vzdáleností od zdroje, a také se silou vulkanické aktivity (Zíma, 1986). Mezi jednotlivými výlevy, které silně deformovaly okolní prostředí a dělily ho na menší sedimentační prostory, sedimentovaly tufy, tufity, tufitické jílovce, méně pak tufitické slepence a brekcie (Zíma, 1986). V této sedimentární výplni lze pozorovat zjemňování směrem do stropu od slepenců a brekcií až po jílové polohy. Sedimenty jsou většinou pestře zbarvené a často sideritizované. Siderit se vyskytuje nepravidelně v žilkách, konkrécích, při silnější sideritizaci dochází ke vzniku sideritovců a pelosideritů (Zíma, 1986).

## **Mostecké souvrství**

Krátce po svém vzniku začala vulkanická tělesa zvětrávat vlivem teplého humidního klimatu, které odpovídalo chladnějším subtropům. (Pešek et al., 2010) Během hiátu vznikaly kaolinitické a montmorillonitické jíly. Mezi lávovými příkrovy vznikala malá jezera, ve kterých sedimentovaly diatomity (Malkovský et al., 1985, Pešek et al., 2010).

Po tomto hiátu se ukládaly horniny mosteckého souvrství, které ve své mocnosti více než 500 m zahrnuje svrchnooligocenní sedimenty a miocenní vulkanoklastika mladší než hlavní vulkanická fáze (Pešek et al., 2010). Dělí se na duchcovské, holešické, libkovické a lomské vrstvy.

Duchcovské vrstvy sedimentovaly po odeznění vulkanické činnosti. Jedná se tedy o splachy zvětralin střezovského souvrství, díky čemuž se komplikovaně odlišuje hranice těchto dvou členů (Pešek et al., 2010). Jedná se o nejpestřejší sedimentární výplň mosteckého souvrství, ve kterém byly kvůli rozdílné petrografii a genezi vyčleněny tři komplexy či „vývoje“ – vulkanogenní, jílový a pískovcový (Pešek et al., 2010).

Holešické vrstvy jsou reprezentovány sedimenty hlavní uhlotvorné fáze. Sedimentace probíhala v mělkovodním jezerním či bažinném prostředí, které společně s teplým klimatem dalo vzniku hnědouhelných slojí (Zíma, 1986). Plocha mostecké pánve při ukládání holešických vrstev (chatt-aquitán) se odhaduje až na 4000 km<sup>2</sup>. V produktivním vývoji má hlavní sloj mocnost až 70 m, průměrná mocnost se pohybuje mezi 20-30 m. Neproduktivní vývoj je zastoupen až 200 m mocným sledem klastik (Pešek et al., 2010).

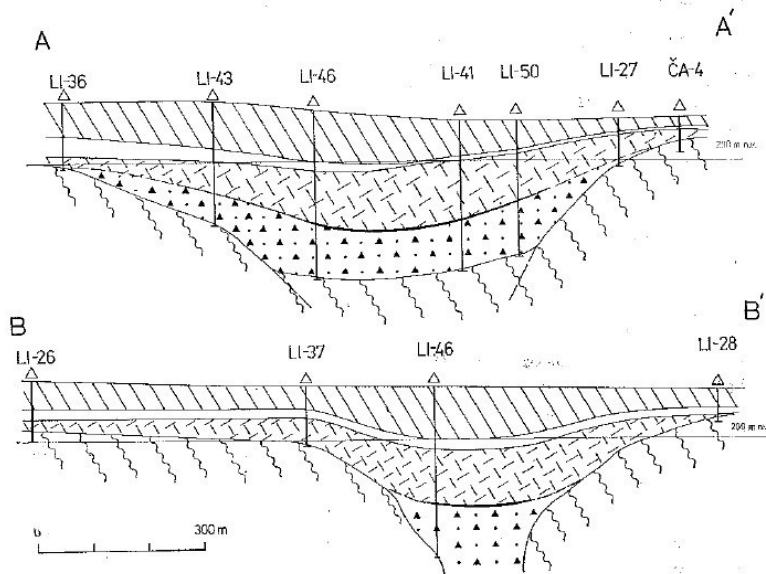
Libkovičké a lomské vrstvy dokládají zánik uhlotvorby v mostecké pánvi, ve které vzniklo rozsáhlé jezero, ve kterém sedimentoval až 250 m mocný sled prachovců a jílovců (Pešek et al., 2010).

### **3.4. Vulkanity oherského riftu**

Vulkanická aktivita podkrušnohorské oblasti je křídového, resp. paleogenního až kvartérního stáří a přímo spjata s vývojem struktury oherského riftu (Kopecký, 1978). Aktivita oherského riftu může být rozdělena do tří fází – preriftové, synriftové a poriftové (Ulrych et al., 1999).

V mostecké pánvi byly zdokumentovány diatremy – vulkanické explozivní struktury. Tyto struktury byly zjištěny výhradně vrtnými pracemi, jejichž cílem ani nemělo být dokumentování těchto struktur. Navíc vzhledem k malé velikosti diatrem se tyto objevy dají posoudit jako nahodilé. Jedná se o diatremy u Libouše, Horního Háje u Duchcova, Polerad, Žandova, Jezeří a Kopist (Brus – Hurník, 1982).

Diatrema u Libouše (jinak také Liboušská propadlina či deprese), která podle Bruse a Hurníka, (1982) patří k nejstarší vulkanické fázi vývoje oherského riftu, se nachází přímo ve studované oblasti této diplomové práce. Je charakteristická oválným tvarem o průměru cca 500 m. Diatrema je ve vrchní části vyplněna tufitickými jíly, tufity a tufy. Následují vložky uhlí o mocnosti 0,1 – 0,7 m, pod kterou jsou uložena několikametrová výplň jílovců a pískovců, v kterých směrem do hloubky přibývá rulového materiálu. Jedná se tedy o dvoufázově vytvořenou diatremu. V první fázi vnikla plynným výbuchem diatrema, která byla v určitý čas vhodná pro organogenní sedimentaci. Druhá fáze výbuchu již byla doprovázena vyvržením vulkanoklastik. (Brus & Hurník, 1982).



Obrázek 3.2: Řez Libouškou diatremou (Brus & Hurník, 1982)

Za maarové diatremy proražené bazaltovými intruzemi považoval Kopecký též tři vrcholy ohraničující město Kadaň od západu k severu. Jedná se o Svatý kopec, Prostřední a Zadní vrch, které byly později interpretovány jako uloženy laharů nebo úlomkových pyroklastických lavin (Rapprich, 2006). Z východu je Kadaň ohraničena Jelením vrchem. Jedná se o relikv vulkanického kužele, jehož lávový proud tvoří Bystřický kopec a Jelení vrch. Jedinou diatremou v okolí Kadaně je tedy Špičák (Rapprich, 2006).



Obrázek 3.3: Výskyt vulkanických vrchů v okolí města Kadaň (Rapprich, 2006).

Starší vulkanická fáze je datována intervalem 79 – 50 Ma a je charakteristická průnikem silně alkalických ultrabazických magmat krystalizující v melility a polzenity. Tato fáze je označována též jako preriftová a je spojována se ssv.-jjz. kompresí v předpolí formujícího se alpského orogénu. (Ulrych et al. 2011, případně výstupem horké skvrny (Ulrych – Pivec, 1997).

Druhá a nejvýznamnější fáze vulkanické činnosti se odehrála na mezi oligocénem a začátkem miocénu (42 – 18 Ma) – Ulrych et al. (2011). Představuje hlavní etapu extenze v s-j. směru ve starší etapě kolem 29-32 mil let, která byla následovaná v mladší etapě mezi ca 16-12 rotací extenze do směru sz. – jv. Vyznačuje se rozmanitým chemismem vulkanitů v rozmezí od ultrabazického po intermediální složení magmat. Jsou zastoupeny dvě diferenciační řady (viz kap. 2.1, jejichž produkty jsou současné. Silně alkalické členy jsou zastoupeny hlavně melility, tefrity a podstatně objemově méně zastoupenými fonolity. Slabě alkalické členy zahrnují zejména bazanity a olivinické bazalty a podřízené intermediální trachyty. Zastoupení jednotlivých členů obou řad ukazuje na typické riftové bimodální rozdělení složení vulkanických produktů (Ulrych et al. 1999). Mladší členy této vulkanické fáze v podobě komínů a pravých i ložních žil prorážejí vlastní sedimentární výplň (Brus – Hurník, 1982). Chemismus vulkanitů oherského riftu je srovnatelný s asociacemi fosilních i současných riftových systémů – například s oblastmi jako je Rhônský příkop či východoafrický rift (Ulrych – Pivec, 1997). Vulkanity této fáze tvoří převážnou část vulkanického komplexu Doupovských hor a Českého středohoří, které prakticky ohraničují oblast studovanou touto diplomovou prací. Pomyslnou linii tvoří řeka Chomutovka, od které na V se vulkanity podobají vulkanitům Českého středohoří, zatímco směrem na Z mají charakter bližší vulkanitům Doupovských hor. (Pešek et al., 2010), případně části vulkanitů vulkanického centra u Loučné v Krušných horách (Ulrych et al., 2010).

Obě fáze byly doprovázeny intruzemi pikrobazaltů omezených regionálními poruchami. (Ulrych – Pivec, 1997).

Již zmíněné vrty registrovaly polohy vulkanitů. První vrt narazil v hloubce 131.80 m na šedo zelený navětralý bazalt s kalcitem a jílovými minerály vyhojenými puklinami. Směrem do nadloží je bazalt zvětralý a zjílovělý. V hloubce 99 m je popsán jílovec s jemně

rozptýlenou zuhelnatělou drtí naznačující konec vulkanické činnosti. (Archiv OMG, SD a.s., vrt CV150).

Druhý vrt popisuje větší mocnost vulkanitu, která v hloubce 134 m začíná masově červeným tufem s šedými skvrnami, který se po 20 m mění na olivově zelený tuf s cihlovými skvrnami. Od cca 95 m je již popsán tmavě šedý až zelenošedý čedič. Je navětralý a zjílovělý. Časté jsou žilky špinavě bílého a zeleného minerálu a vyrostlice tmavého čerstvého minerálu. V hloubce 80 m je opět vystřídán zelenohnědým zjílovělým tufem až jílovcem s tufitickou příměsí. (vrt 2 Archiv OMG, SD a.s., vrt CV187).

V již zaniklém dolu Merkur byla v hloubce 65 m navrtána zjílovělá vulkanická brekcie zelenošedé barvy s rudými a bílými skvrnami. Od hloubky 60 do 30m je popsána zvětralá a zjílovená čedičová hornina šedé až zelenošedé barvy s ojedinělými vyrostlicemi blíže neurčeného minerálu (Archiv OMG, SD a.s., vrt CV150, AH248).

Druhý vrt v tomto dolu popisuje vulkanickou brekciu již v 107.5 m hloubky vrtu – do větších hloubek však nepokračoval. V hloubce vrtu 88 m je opět popsán fialově šedý jemnozrný skvrnitý vulkanit s kulovitou odlučností. Směrem do nadloží je vulkanit oddělen desetimetrovou vrstvou písčitého tufitu od vulkanosedimentární brekcie. Pestrobarevná a skvrnitá brekcie v sobě nese úlomky vulkanitu a úlomky zvětralé ruly. Archiv OMG, SD a.s., vrt AH306).

### **3.5. Kvartérní sedimenty**

V lomu Libouš jsou kvartérní sedimenty zastoupeny špatně vytríděnými hlinitými a jílovitými štěrkopísky s velikostí valounů do 30 cm, které jsou tvořeny rulami a svory krušnohorského krystalinika. Na ně nasedají písčito-jílovité hlíny, někdy též jíly sprašové. Na povrchu vznikl horizont ornice (Zíma, 1986).

## 4. Metodika výzkumu

Práce probíhala v několika etapách, které by se typologicky daly rozdělit na část terénní a laboratorní.

Terénní práce probíhaly v dole Tušimice a to v lomech Merkur a Libouš – převážná část na Libouši. Díky stále probíhající těžbě byla tělesa vulkanitů odkryta hned na několika místech v úzkém pásu severní závěrné strany lomu. Práce začala jejich profilováním a odběrem vzorků pro laboratorní analýzy. Jednotlivé profily byly zaměřeny pomocí GPS pro následné vymapování za pomoci dat nabíraných pracovníky Severočeských dolů a.s., která měla být zpřesněna a použita pro určení pozice a tvaru studovaných vulkanických těles.

Laboratorní práce začaly převezněním odebraných vzorků do Prahy do budovy geologické sekce Přírodovědecké fakulty UK, kde došlo k jejich vytřídění a očištění. Následně bylo vybráno dvanáct reprezentativních vzorků, které byly předány do brusírny této fakulty pro zhotovení výbrusů vhodných pro optickou mikroskopii. Z dvou vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy zkoumané na elektronovém mikroskopu TESCAN Vega spojeném s energiově disperzním detektorem (X-Max 50 – Oxford Instruments) pro kvalitativní i kvantitativní analýzu minerálních fází. Měření byla prováděna za urychlovacího napětí 15 kV, proud el. svazku měl 1,2 nA. Dále byly vybrány tři vhodné vzorky bazaltů, jejichž hmotnost se pohybovala v rozmezí od jednoho do dvou kilogramů které byly nadrceny v drtárně Přírodovědecké fakulty UK. Drcení probíhalo na velkém a malém čelistovém drtiči, kde byla velikost úlomků zmenšena na řády centimetru a následně milimetru. Takto nadrcené vzorky byly následně mlety v kulovém mlýně na Ústavu mineralogie a geochemie Přírodovědecké fakulty UK. Materiál byl nabrán odměrkou o objemu 100 ml a dán do jedné ze čtyř achátových nádob, kde byl smíchán s lihem. Do takto naplněných tří misek byly vloženy drtící kuličky a stroj byl na hodinu zapnut. Po domletí a vypaření lihu (cca 1 – 2 dny) byl takto namletý materiál poslán na geochemickou analýzu. Silikátovou analýzou mokrou cestou byly v chemické laboratoři UK stanoveny hlavní složky –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$ ,  $\text{CO}_2$ . Metodou ICP MS byly stanoveny stopové prvky. (Tab. č. 1)

DL	ls	ss*	ls	ss**	ss	DL	ls	ss*	ls	ss**	ss
	OES	OES	MS	MS	MS LA		OES	OES	MS	MS	MS LA
	µg/l (ppb)	mg/kg (ppm)	µg/l (ppb)	mg/kg (ppm)	mg/kg (ppm)		µg/l (ppb)	mg/kg (ppm)	µg/l (ppb)	mg/kg (ppm)	mg/kg (ppm)
Ag	10	5	0,0100	0,0500		Rh	40	20	0,0050	0,00005***	
Al	50	25	1,0000	10,0000		Ru	40	20	0,0100	0,005***	
As	50	25	0,0500	0,2500	2,000	S	200	100			
Au	20	10	0,0100	0,0500		Sb	30	15	0,0050	0,0100	0,075
B	4	2				Sc	10	5	0,0050	0,0500	
Ba	2	1	0,0100	0,0800	0,013	Se	80	40	1,0000	5,0000	
Be	1	0,5	0,0020	0,0150	1,400	Si	20	10			
Bi	50	25	0,0050	0,0500		Sn	30	15	0,0500	0,1000	
Ca	1	0,5	50,0000	100,0000		Sr	2	1	0,0006	0,0500	0,095
Cd	4	2	0,0100	0,0500	0,270	Ta	30	15	0,0010	0,0060	0,049
Co	10	5	0,0050	0,0100	0,095	Te	40	20	0,0500	0,1000	
Cr	10	5	0,0200	0,0700	1,000	Th	70	35	0,0070	0,0300	0,020
Cs			0,0010	0,0020	0,050	Ti	10	5	0,0500	0,1000	
Cu	10	5	0,0150	0,2000	0,920	Tl	40	20	0,0050	0,0100	
Fe	5	2,5	20,0000	100,0000		U	300	150	0,0015	0,0050	0,010
Ga	50	25	0,0100	0,0500		V	6	3	0,0100	0,0500	0,080
Ge	10	5	0,0100	0,0500		W	30	15	0,0500	0,1000	
Hf	20	10	0,0010	0,0130	0,095	Y	6	3	0,0020	0,0025	0,015
Hg	30	15	0,0500	0,1000		Zn	2	1	0,0350	0,9500	0,480
In	50	25	0,0050	0,0100		Zr	10	5	0,0100	0,0700	0,180
Ir	30	15	0,0050	0,00005***							
K	50	25				La	10	5	0,0003	0,0030	0,010
Li	2	1	0,0550	0,1000		Ce	50	25	0,0003	0,0050	0,025
Mg	1	0,5	0,5000	5,0000	1,600	Pr	40	20	0,0006	0,0010	0,006
Mn	1	0,5	0,0100	0,0500	0,370	Nd	50	25	0,0070	0,0050	0,030
Mo	10	5	0,0100	0,0500		Sm	50	25	0,0030	0,0050	0,030
Na	50	25				Eu	3	1,5	0,0006	0,0020	0,009
Nb	40	20	0,0020	0,0200	0,050	Gd	20	10	0,0020	0,0030	0,030
Ni	10	5	0,0500	0,1000	1,500	Tb	20	10	0,0006	0,0005	0,009
P	30	15				Dy	10	5	0,0006	0,0020	0,030
Pb	30	15	0,0300	0,0800	0,330	Ho	10	5	0,0003	0,0006	0,006
Pd	40	20	0,0100	0,0005***		Er	10	5	0,0009	0,0010	0,015
Pt	30	15	0,0100	0,0005***		Tm	5	2,5	0,0003	0,0006	0,008
Rb			0,0005	0,0150	0,410	Yb	2	1	0,0009	0,0020	0,025
Re	10	5	0,0050			Lu	1	0,5	0,0003	0,0003	0,008

ls - roztoky (vody)

ss - pevné vzorky (horniny)

\* - rozklad pro horniny OES - 0,2g/100ml

\*\* - rozklad pro horniny MS - 0,2g/200ml

\*\*\* - dokimastický rozklad 10g/10ml !!!

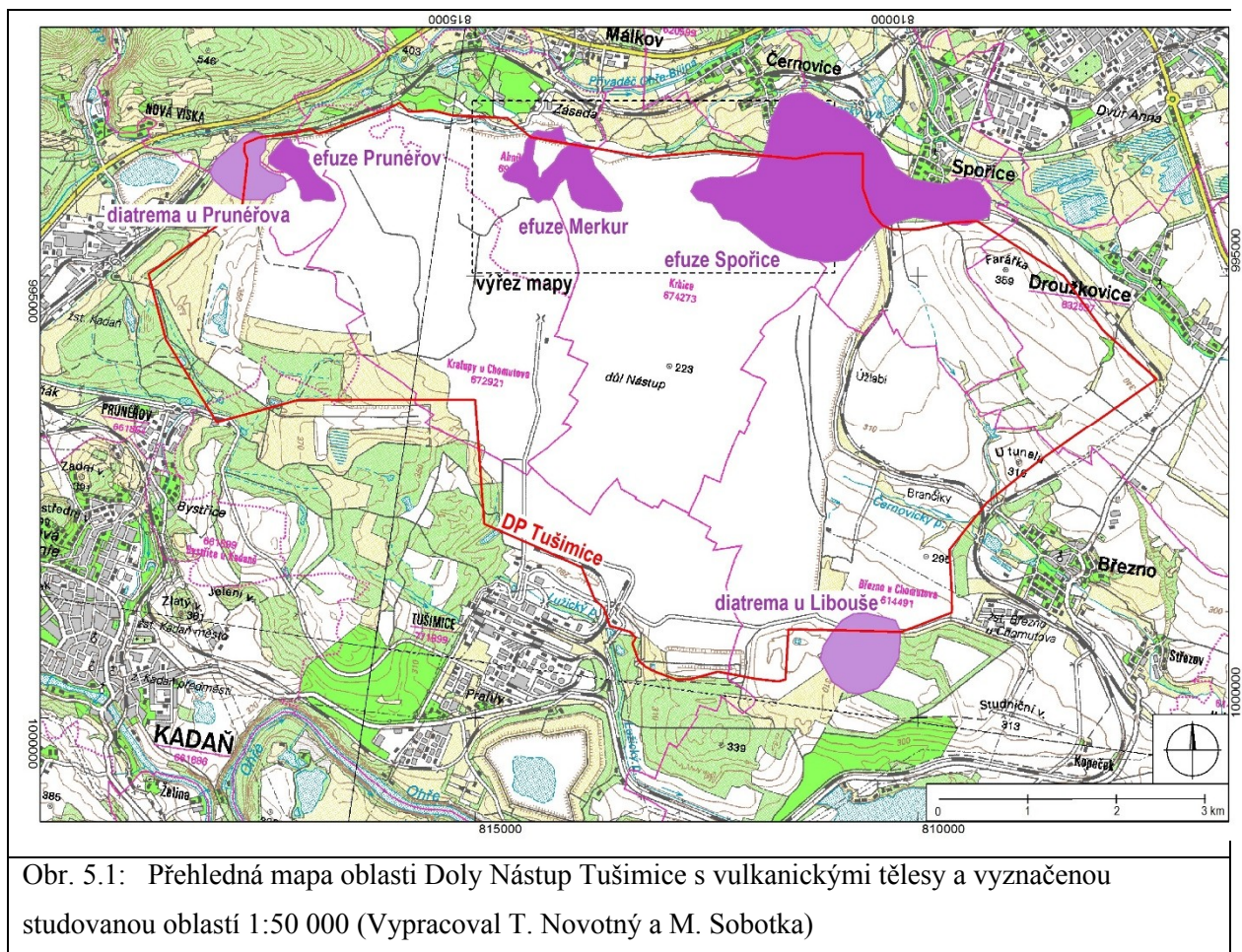
DL kurzívou se většinou nestanovují z HF/HClO<sub>4</sub> 0,2g/200ml

Tabulka 4.1: Orientační detekční limity metod ICP OES, ICP MS? ICP MS LA (převzato z <https://www.natur.cuni.cz/geologie/laboratoře>)

Rovněž byla navázána spolupráce s Mgr. Vladislavem Rappichem z České geologické služby, který ve stejné oblasti odebíral vzorky pro geochronologické datování vulkanických těles mostecké pánve.

## 5. Geologické poměry výchozů vulkanitů v povrchovém dole Merkur

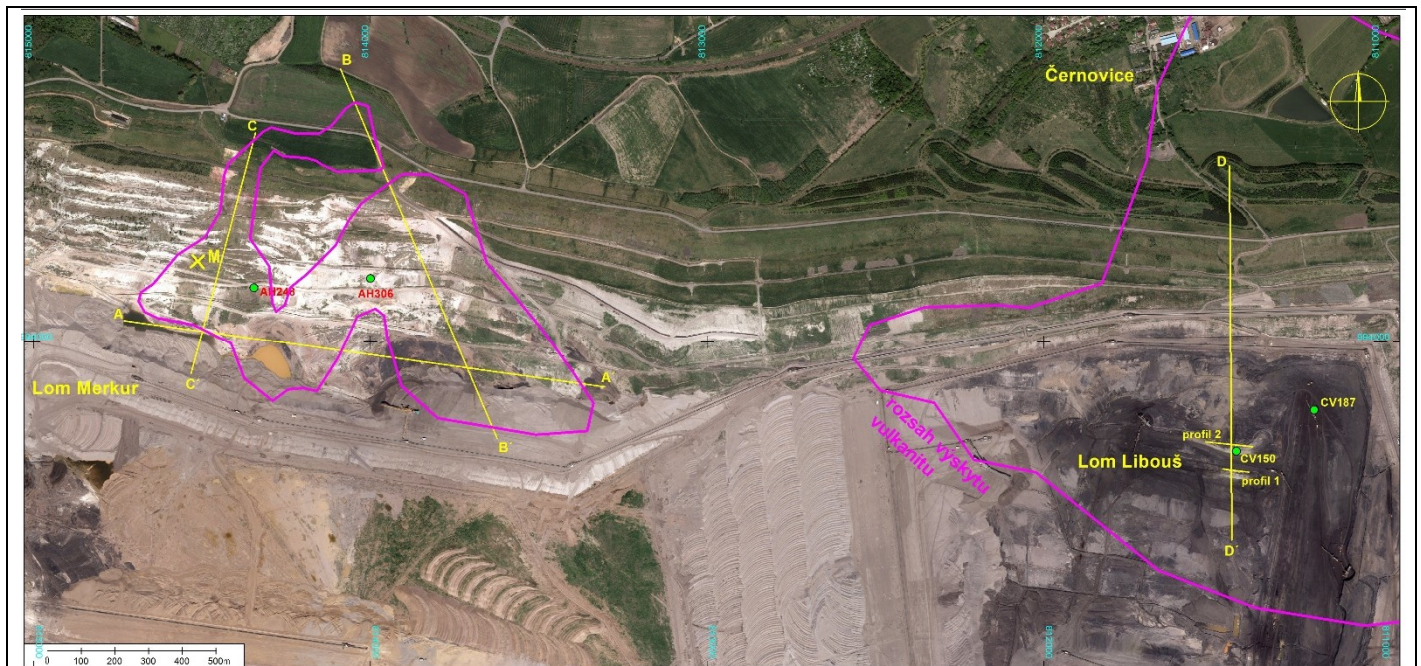
Studované území se nachází v Dolech Nástup Tušimice, které vlastní Severočeské doly a.s. (viz obr.5.1).



Obr. 5.1: Přehledná mapa oblasti Doly Nástup Tušimice s vulkanickými tělesy a vyznačenou studovanou oblastí 1:50 000 (Vypracoval T. Novotný a M. Sobotka)

V západní části se nachází lom Merkur, který je uzavřený a probíhá zde rekultivace, proto zde efuze nebyla odkryta probíhající těžbou. V tomto místě tudíž nebylo profilováno a byl proveden pouze odběr vzorků. V severovýchodní části lomu se nachází lom Libouš. Zde

probíhá těžba postupující východním směrem, která na dvou místech odkryla vulkanická tělesa, které bylo hlavním předmětem profilování a odběru vzorků. (viz obr. 5.2)



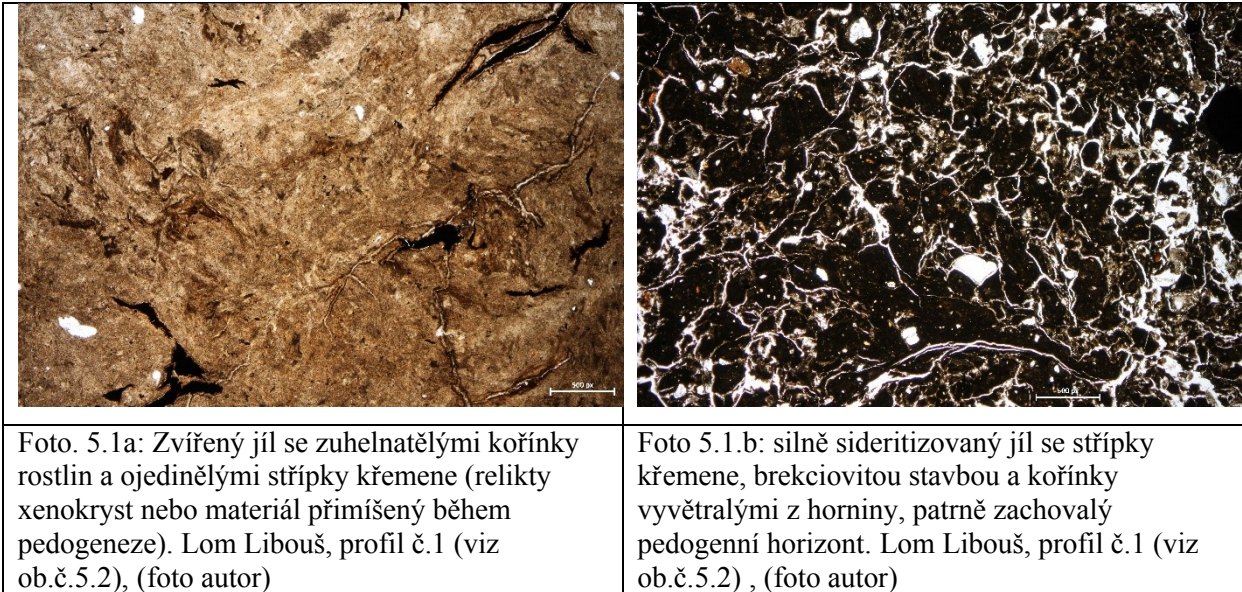
Obr. 5.2: Mapa studované oblasti Doly Nástup Tušimice s vulkanickými tělesy, místy vlastního profilování, profily z DN Tušimice, X označuje místo odběru vzorků z Lomu Merkur (Vypracoval T. Novotný a M. Sobotka)

## Lom Merkur

V lomu Merkur bylo obnaženo krystalinické podloží, které je zde tvořeno zcela zvětralou zjílovělou bílou až bíložlutou pararulou. Ta místy přechází až do silně písčitého eluvia se zachovalou planární texturou. V některých případech složení eluvia odpovídá až červenavému jílu, případně zpevněnému jílovcí. Jílovec je červenošedý, silně sideritický a vznikl přeměnou odchylné výchozí horniny, patrně terciálních neovulkanitů. Svědčí pro to načervenalé skvrny a pseudomorfózy po olivínech, případně pyroxenech, které obsahují velké množství železa. Z morfologie vyplývá, že červené jíly vyplňují paleoúdolí, kterým tekla lávový proud. Předpokládáný je tok proudu jižním směrem s počátkem patrně v okolí vesnice Málkov. Ten se směrem do pánve rozděluje na dva proudy. V dolní části paleoúdolí se láva hromadila patrně za nějakou překážkou. Bylo zde možno pozorovat přechody od zcela přeměněných vulkanitů- sideritizovaných jílovců do částečně zjílovatělých vulkanitů až do pevných vulkanických hornin, které složením odpovídají většinou tefritu či bazanitu.

## Profil č.1 Libouš

Tento profil se nachází jižněji a východněji od profilu č. 2. (obr. 5.2, foto 5.5) a byl postupující těžbou odkryt dva měsíce. Při jeho profilování jsem se pohyboval po samotném tělese a profiloval od uhelné sloje směrem dolů po tělese vulkanitu až k odvodňovacímu příkopu, který těleso protínal.



V nadloží profilu se nachází přibližně 30 cm mocná uhelná sloj. Uhlí je xyliticko-detritické, kostkovitě odlučné s povlaky pyritu.

Prvních 30 – 40 cm je tvořeno světle hnědošedým jílem. Je prachovitý s prouhelněnými kořínky. Časté ohlazové plošky svědčí o tom, že se patrně jednalo o paleopůdu. Rezavé smouhy jsou způsobené vysrážením oxidů železa.



Foto 5.2a: Karbonát s převahou dolomitu uzavírající vermikulitizované krystaly flogopitu. Patrně vznikly karbonatizací tufu. Lom Libouš, profil č.1 (viz ob.č.5.2) (foto autor)



Foto 5.2 b: Poloha karbonátu na makrofotografii uvnitř zcela zjílovatělého vulkanické horniny Lom Libouš, profil č.1 (viz ob.č.5.2) (foto autor)

Dalších 30 – 40 cm je tvořeno šedozeleným jílem. Ten je prachovitější s prouhelněnými kořínky. Je těžší a obsahuje pevnější jádra sideritizovaného jílu. Drobně se rozpadá na kusy.

První část vulkanitu zaujímá cca 120 cm. Vulkanit je zelenošedý, bělavě kropenatý. Vyskytují se v něm slabě zvětralá nebo nezvětralá jádra vulkanické horniny (tefritu či bazanitu) o mocnosti do 3 cm. Ty jsou nepravidelně zachovány v profilu, převážně zjílovatělé vulkanické polohy. Často se vyskytují polohy dolomitu někdy o mocnosti i přes 2 cm, které vznikly patrně karbonatizací tůfů. Tudíž nešlo vždy, podobně jako ve vrtech o pouze efuzivní vulkanické horniny, ale složitější komplex vulkanitů.

Druhá (spodní část) část šedozeleného vulkanitu je protínána hojnými pravými žilkami karbonátu (patrně převážně dolomitického složení) žluto-oranžovobílé barvy, které pronikají zcela zjílovatělé vulkanity. Jejich mocnost je proměnlivá od 3 mm do několika cm.

Většina žilek, zejména dolomitové, případně kalcitové žíly, vznikly působením hydrotermálních roztoků na vulkanické horniny až po jejich ochladnutí. V této části se vyskytovala kulovitá jádra nezvětralé vulkanické horniny (patrně původně většinou tefritu, příp. bazanitu) se zachovalou původní strukturou.

Vulkanit bylo možno po omezenou dobu sledovat i v odvodňovacím příkopu vykopaném pro potřeby důlní činnosti. Většinou jde však opět jen o omezené polohy, nezvětralá nezjílovatělá jádra efuzivních vulkanitů, která se vyskytují většinou v šedozelené, zcela zjílovatělé matrix., která vznikla zvětráváním původních vulkanitů.

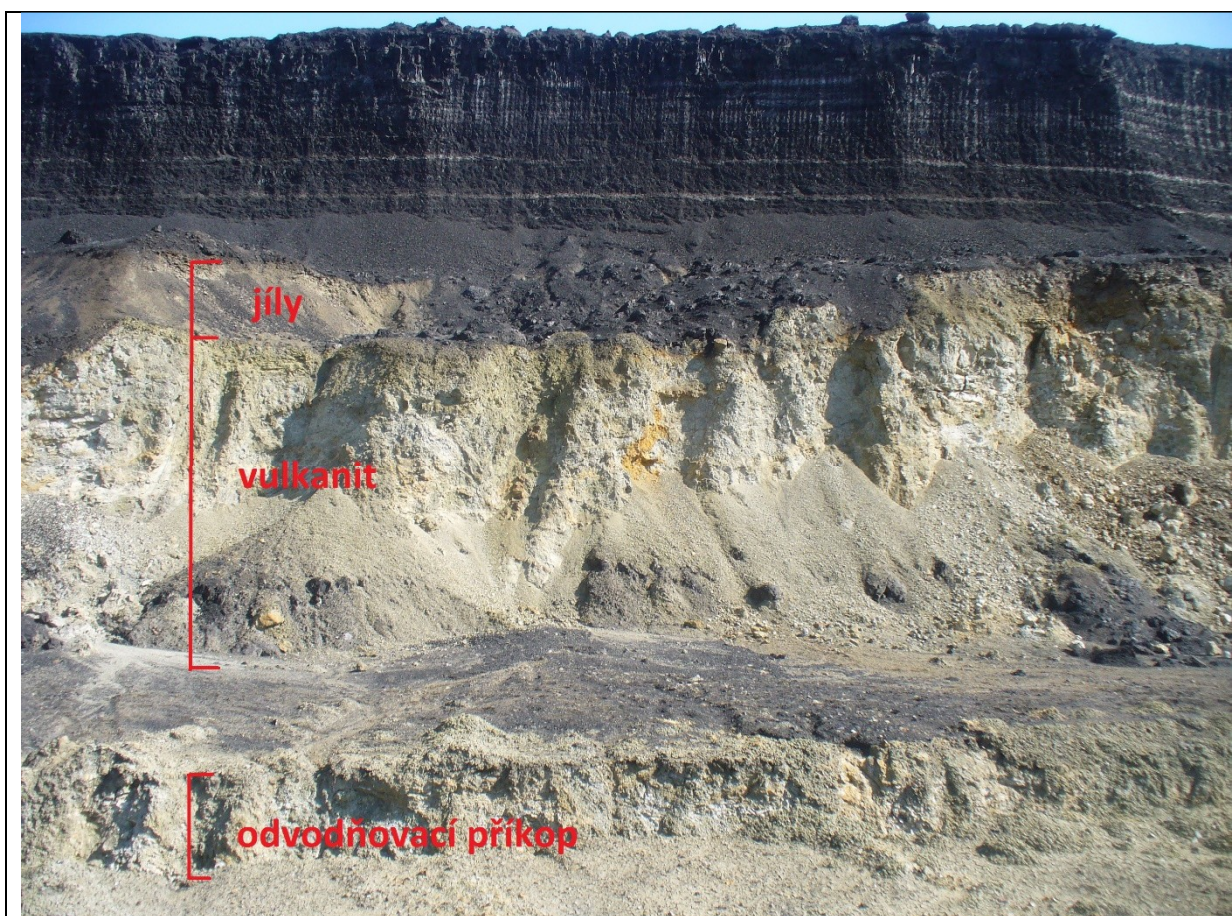


Foto 5.3: Profil č.1 (viz ob.č.5.2) s vyznačením jílu, vulkanitu v odvodňovacím příkopu (foto autor)

## Profil č.2 Libouš

Tento profil se nachází severněji od profilu č. 1 a v jeho nadloží č. 2. (obr. 5.2) Při jeho profilování jsem se pohyboval po samotném povrchu tělesa a profilem od uhelné sloje směrem dolů po tělese vulkanitu až k odvodňovacímu příkopu, který těleso protínal. Jednalo se o příležitostný profil, který byl postupující těžbou odkrytý přibližně půl roku.

V nadloží profilu se nachází přibližně 30 cm mocná uhelná sloj. Uhlí je xyliticko-detritické, kostkovitě odlučné s povlaky pyritu.

Prvních 30 cm je tvořeno šedozeleným jílem, který se drobně rozpadal.

Dalších 40 – 50 cm je tvořeno šedozeleným jemně prachovitým jílem. Obsahuje zbytky prouhelněných kořínků.

Následuje 30 cm bělavě šedozeleňého jílu s hojnými závalky světlešedého jílu o velikosti do 4 cm. Závalky jsou subangulární až suboválné a lehce opracované, což svědčí o krátké vzdálenosti transportu. Obsahuje zbytky prouhelněných kořínků a drobně se rozpadá.

Těleso vulkanitu má v tomto profilu mocnost 150 cm. Je šedozeleňý a silně zjílovatělý. Obsahuje kulovitá jádra původního vulkanitu (foto 5.4a), která jsou obtížně rozpojitelná kladivem. Po rozpojení je možné sledovat původní krystaly převážně pyroxenu, v ojedinělých případech i olivínu (foto 5.4.b).

Profil opět pokračuje v dalším odvodňovacím příkopu, kde se nachází nejčerstvější vzorky vulkanitu v podobě kulovitých jader. Jádra obsahují drobné bílé žilky kalcitu.



Foto 5.4a: Kulovité jádro slabě zvětralého vulkanitu (tefritu, bazanitu) z profilu lomu Libouš (viz obr. č.5.2) (foto autor)



Foto 5.4b: Rozpojené jádro vulkanitu z profilu lomu Libouš s viditelnými vyrostlicemi pyroxenu (viz obr.č.5.2)(foto autor)



Foto 5.5: Pohled SZ směrem na profilovaná místa lomu Libouš. 1 - profil č.1 spodní 2 - profil č.2 horní (viz obr. č.5.2.) (foto autor)

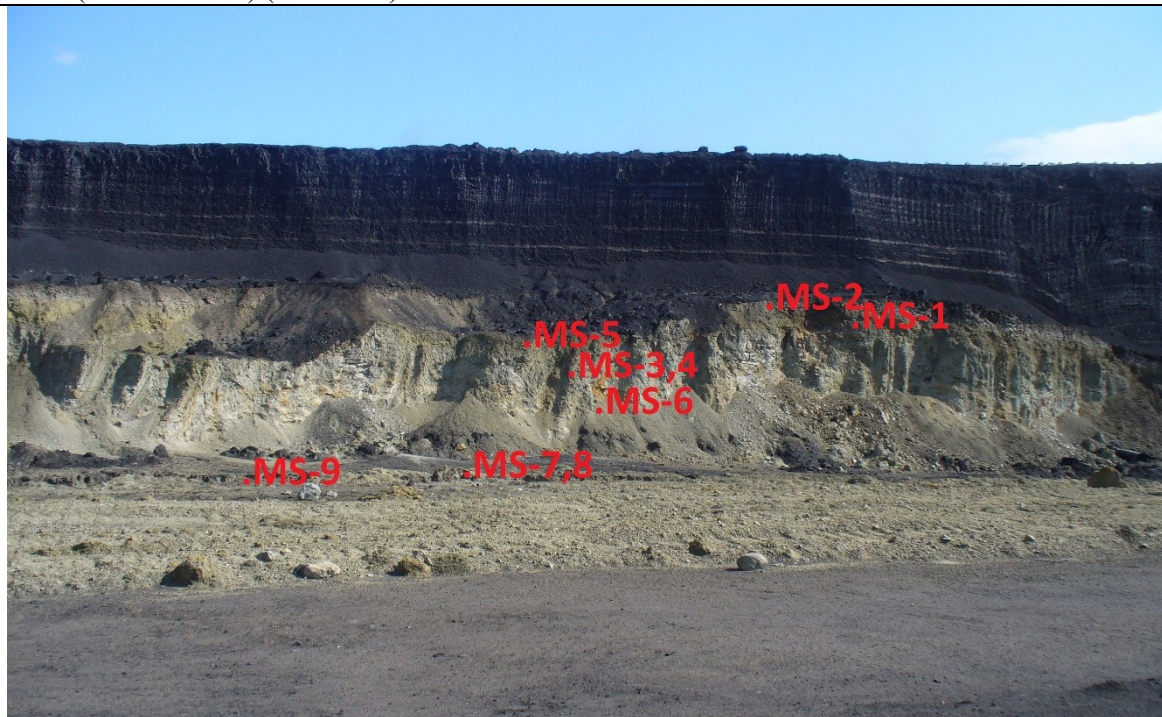


Foto 5.6: Profil č.1 z lomu Libouš s vyznačením místy odběrů jednotlivých vzorků. Viz foto 5.5 (foto autor)

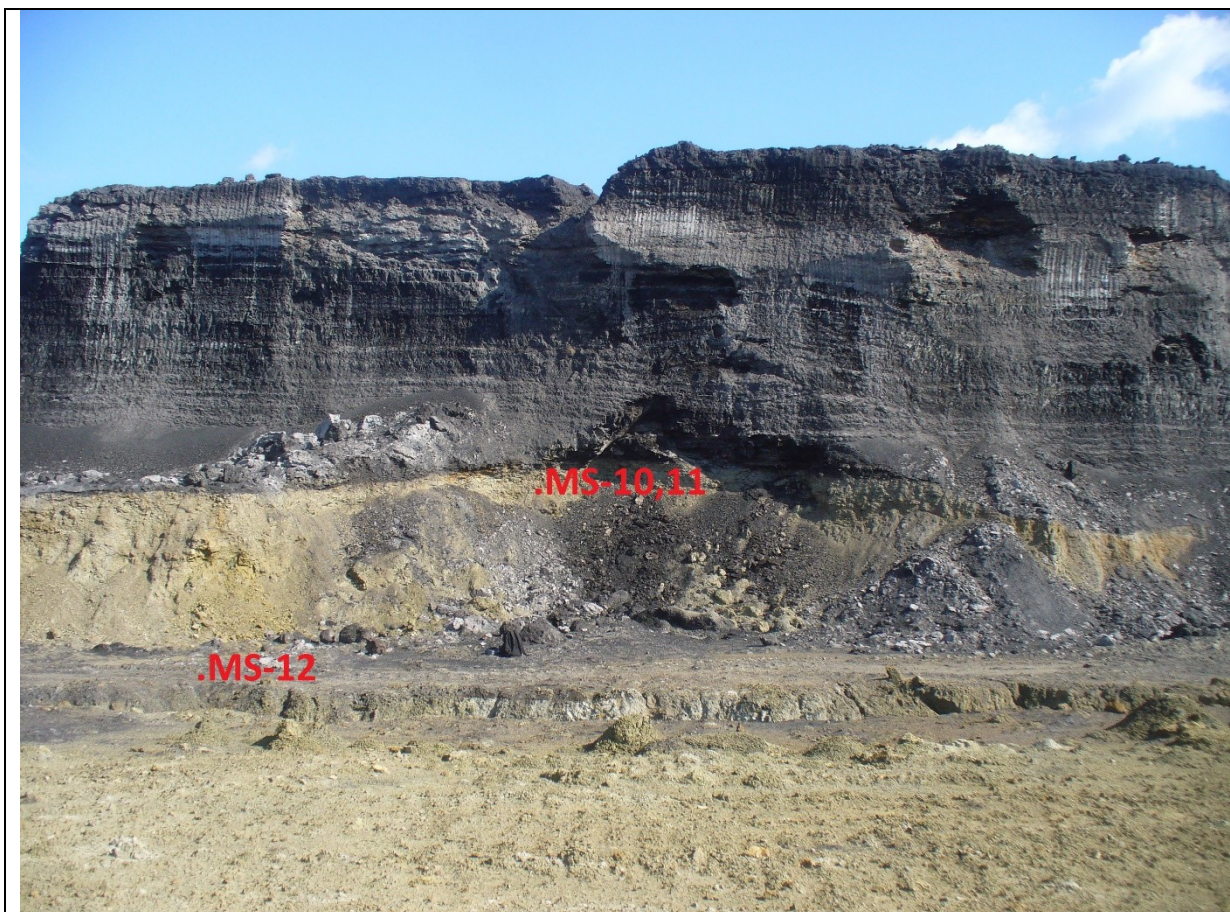


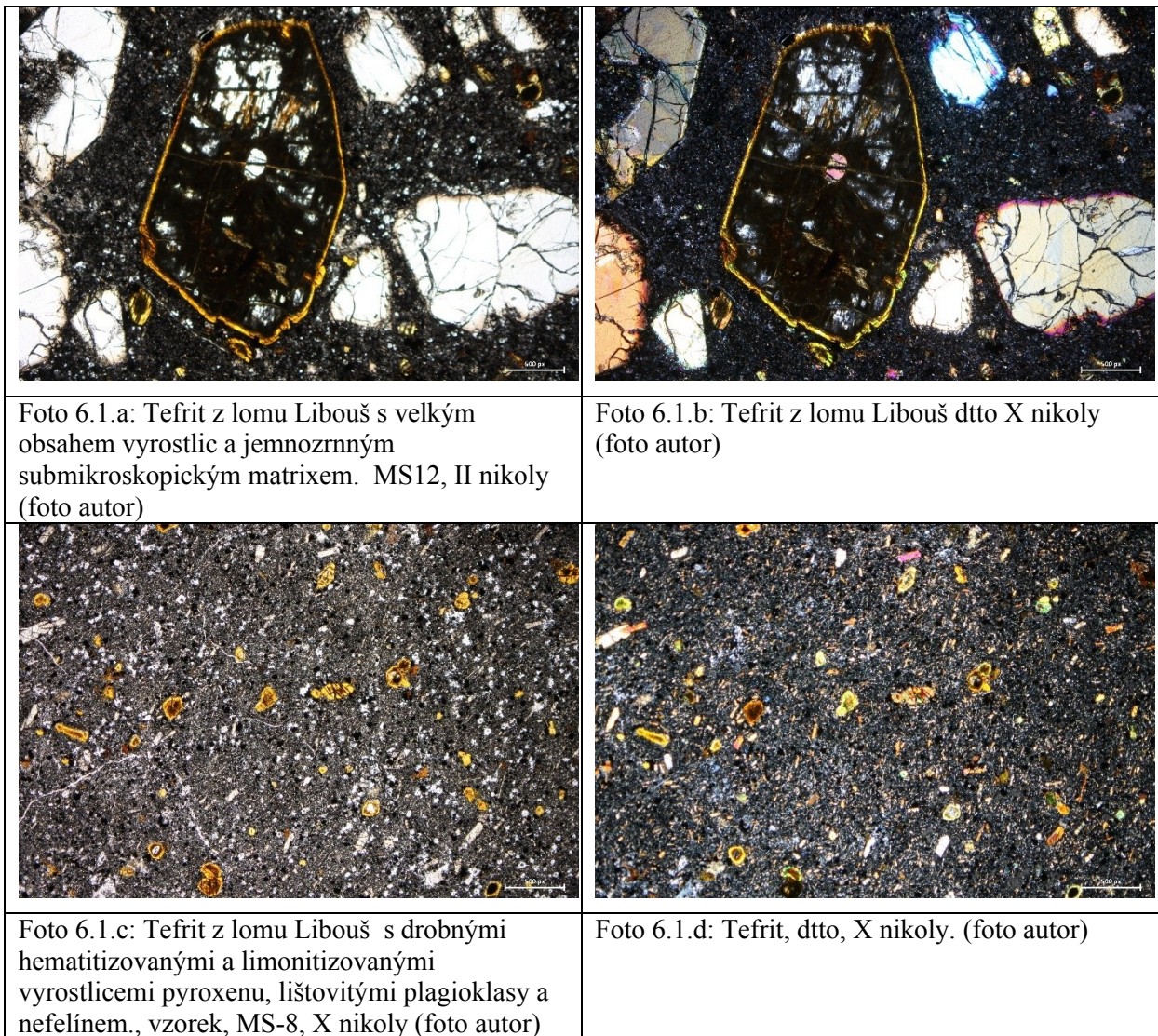
Foto 5.7: Profil č.2 z lomu Libouš s vyznačením místy odběrů jednotlivých vzorků. Viz foto 5.5 (foto autor)

## 6. Geologicko-petrologická charakteristika vulkanických těles

### Lom Libouš

Vulkanické horniny byly při těžbě zastíženy ve dvou těžebních řezech – foto 5.5, obr. 5.2, příloha I. Jak lze vidět z vrtných profilů vrtů CV-187 a CV-150, které jsou lokalizovány v jednom z rozsáhlejších laloků lávového příkrovu, který tvořil patrně většinu objemu vulkanických hornin, tak mocnost příkrovu roste v případě východněji ležícího tělesa od zdroje, který byl patrně v blízkosti krušnohorského směru na elevaci krystalinika, směrem k jihu. Ve vrtu CV-150 dosahuje mocnost tělesa vulkanických hornin až 32.7 m. Na přechodu je

vyvinuta poloha přechodních zjílovatělých, přeplavených jemnozrnných vulkanoklastik až 6 m mocnosti. V podloží tělesa jsou buď přímo silně v případě východněji ležícího laloku vulkanitů jsou křídové bělošedé kaolinické pískovce, které hrubnou směrem do nadloží. Objevují se v nich až 4 cm velké valouny křemene. V nadloží vulkanitů a podloží hlavní sloje se vyskytuje několik m mocná poloha šedozelených jílovců, které se postupně mění na jílovce s vyšším podílem uhelné příměsi, které jsou následovány uhlím hlavní sloje.



Západněji do pánve vybíhající tělesa vulkanitů se dělí na dva dílčí laloky, patrně převážně lávové proudy (obr. 5.2), které mají v čele nerovný okraj a odděluje je od sebe paleoúdolí, kde vulkanické horniny byly následně patrně odstraněny erozí ještě před sedimentací uhlonosné sekvence. Mocnost tělesa vulkanitů je v případě oblou dílčích laloků proměnlivější, neboť byly části vulkanitů erodovány. S výjimkou dílčí deprese (viz příloha I profil D'-D'), kde se lávy hromadily, jsou zejména v západním užším laloku zachovány jen denudační reliktů o

několika metrové mocnosti. Ve vrtu AH 248 dosahuje sekvence vulkanitů až 35 m, přičemž většinu tvoří téměř zcela zjílovatělé efuzivní vulkanity, přičemž mezi metráží 39,6 – 39,9 je pravděpodobná přítomnost rudě zvětralého jemnozrnného tufu, dle popisu vrtu. Na bázi vulkanických hornin mezi 59,5 – 65,0 m od paty vrtu je přítomna bazální vulkanická brekcie s úlomky láv, rul podložního krystalinika, které jsou nepravidelně rozmístěny v zjílovatělé patrně tufogenním nebo tufitickém matrixu. Vzhledem k téměř úplné přeměně a zvětrání celého objemu vulkanických těles nebylo možno spolehlivě odlišit zjílovatělá vulkanoklastika od masivních efuzivních bazaltických hornin. Přítomnost horizontů s vermikulitizovanými biotity (flogopity) v karbonátech (Foto 5.2a) a brekcie popsané na bázi sekvence ukazují, že projevy vulkanické aktivity se neomezovaly jen na výlevy lávy, ale jednotlivé výlevy byly odděleny i dílčími erupce, které byly spjaty s ukládáním napadávek. Bazální vulkanické brekcie patrně představují smíšené vulkanoklastické horniny, přemístěné z raných epizod explozivní vulkanické činnosti, které vytvářely explozivní maarové deprese v prostoru dolu Nástup nebo v blízkém okolí (např. Brus & Hurník 1984, Rapprich 2006 – obr. 5.1).



Předmětem podrobnějšího petrografického studia byly horniny v rozpětí od velmi slabě alterovaných a zvětralých masivních vulkanitů, které se vyskytují jako podřízeně zachovalá sféroidální jádra ve zcela zjílovatělé okolní matrix, až po zcela zjílovatělé vulkanity.

Podrobnější mineralogická charakteristika, vyplývající z petrografického studia v polazizačním mikroskopu Nikon NP100, tak i z detailnějšího studia dvou vzorků (MS-9 a MS-12) na vlnově disperzním analyzátoru CAMSCAN, je podána pro vzorky, které byly

studovány dále i geochemickými metodami, aby bylo možno srovnat chemismus vulkanitů v podloží uhelné sloje s okolními vulkanity Doupovských hor, Českého středohoří i blízkého vulkanického centra u Loučné v Krušných horách, které charakterizovali Ulrych et al. 2006 a Rapprich et al. 2009).

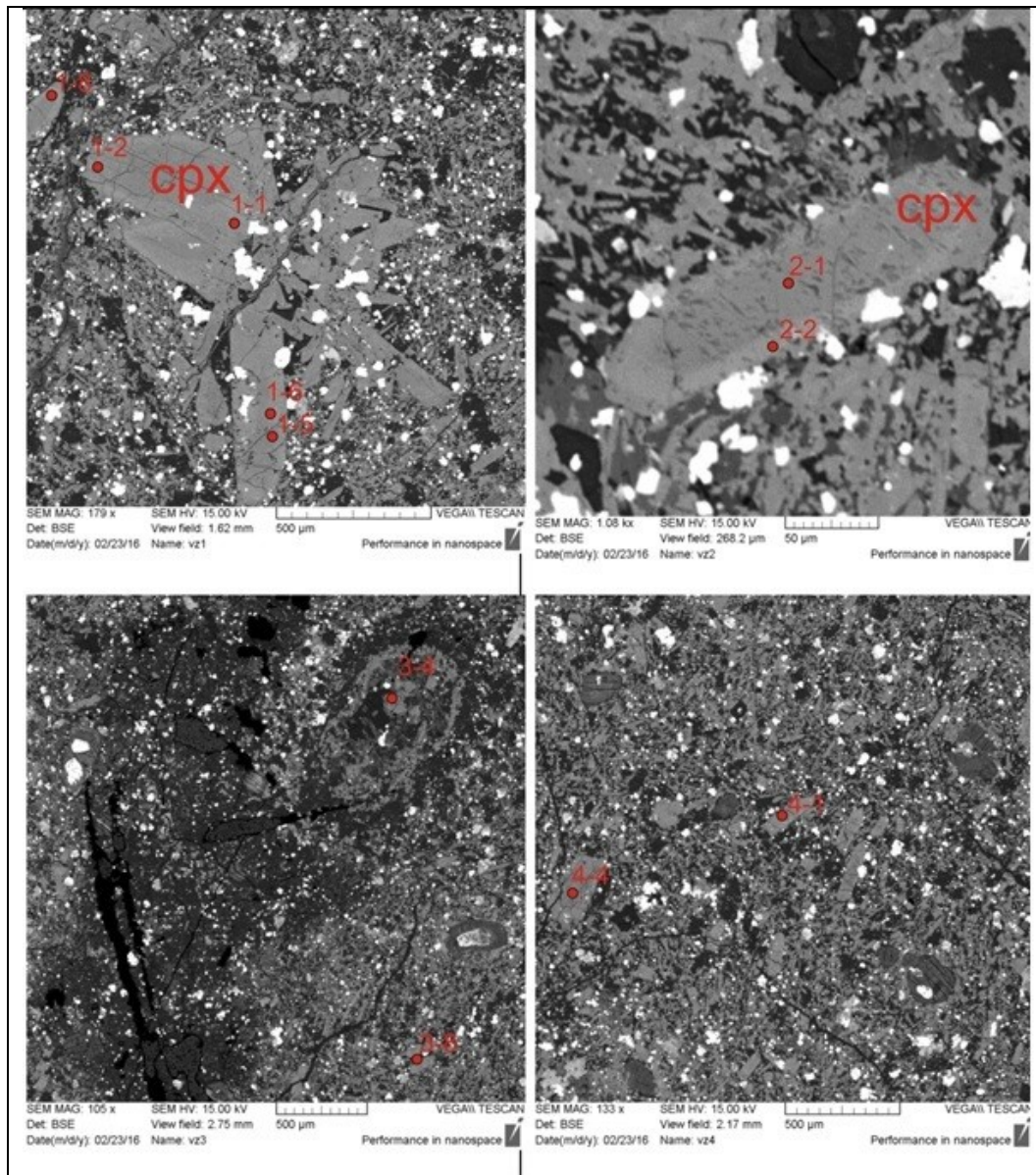


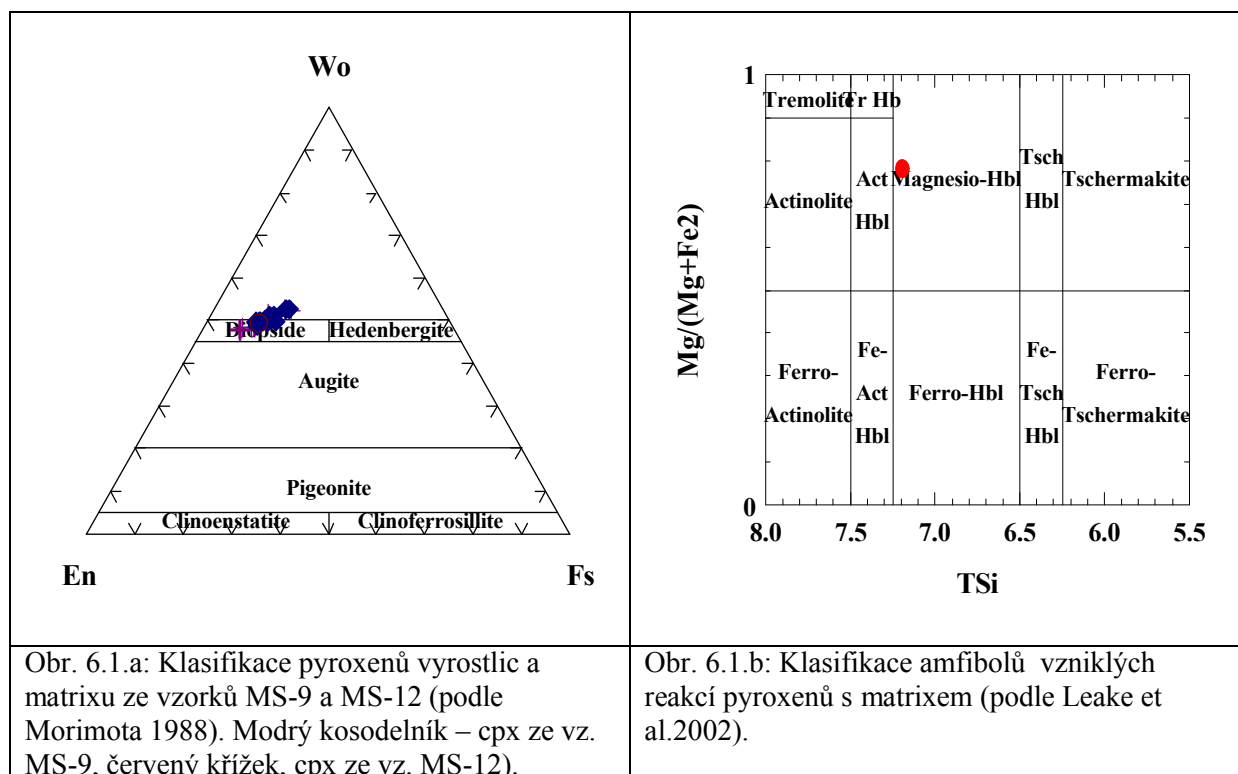
Foto 6.3: Bodové analýzy pyroxenů, jejichž výsledky jsou zobrazeny v tabulce 6.1. Di – (diopsid) Ti-mag – (titanomagnetit) Ne +Pl. Označení nim. Podle Kretze (1988). (foto autor)

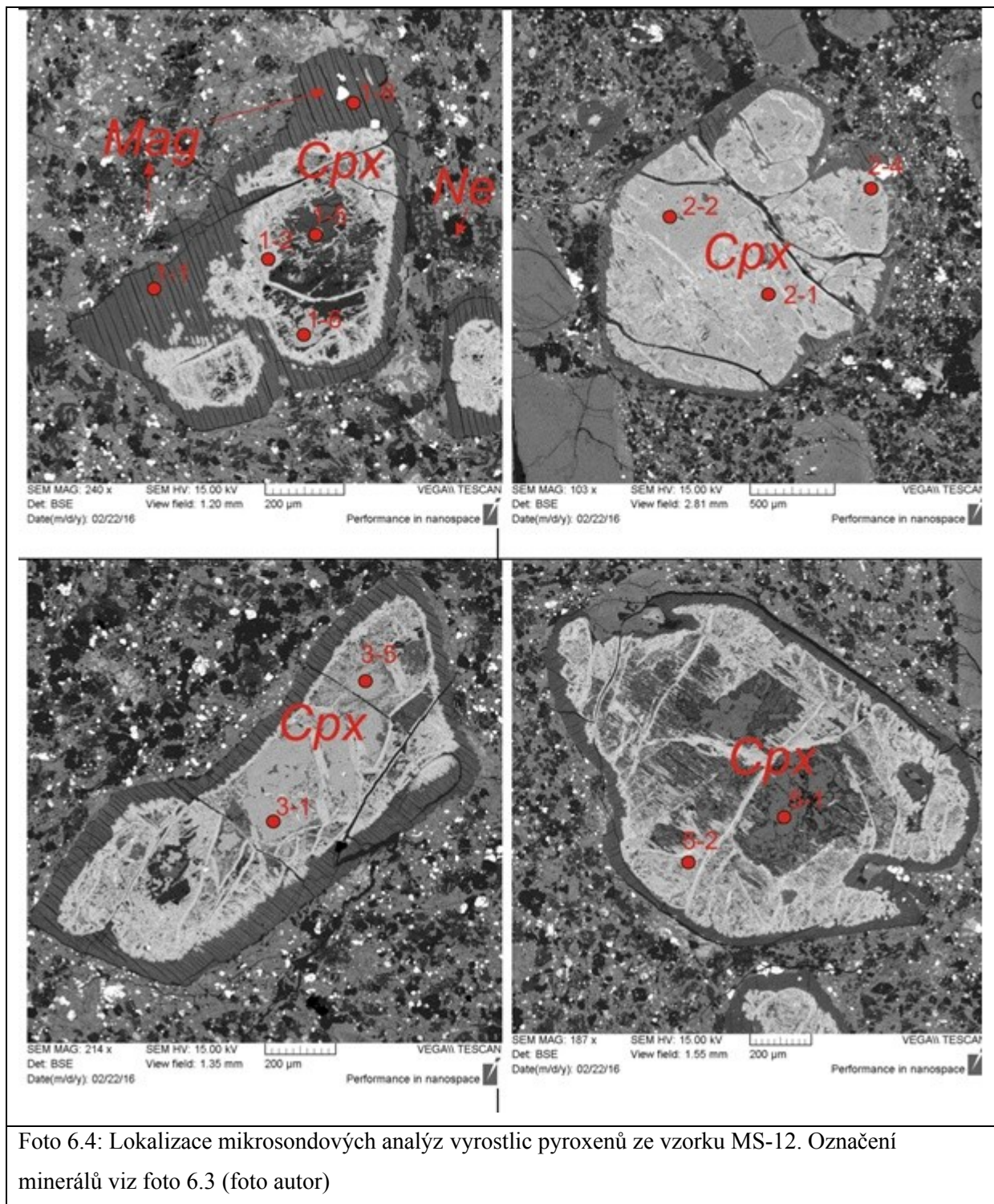
Makroskopicky byly odebrané vulkanické horniny na čerstvém řezu tmavošedé barvy, kompaktní, jemnozrné s proměnlivým poměrem vyrostlic a matrixu. Velikost vyrostlic

převážně pyroxenu kolísala od několika des. mm do přibližně 4 mm. Vyrostlice olivínu, byly jak mikroskopickým studiem, tak studiem na mikrosondě přítomny jako xenokrysty nebo jejich pseudomorfózy uzavřené v alterovaných pyroxenech v mizivém množství případů. Matrix většiny hornin je velmi jemnozrná až submikroskopická, jak je patrné z fotografií v odražených elektronech, všechny minerály jsou krystalizované z taveniny. Přítomnost vulkanického skla nebyla prokázána.

Odebrané vzorky byly na povrchu pokryty žlutošedou patinou, často se sféroidálně rozpadaly.

V optickém polarizačním mikroskopu se studované vzorky horniny vyznačují převážně porfyrickými strukturami a jemnozrnou až submikroskopickou základní hmotou Foto. 6.1 a-d). Na základě petrografického pozorování, nepřítomnosti olivínu a dominance pyroxenů v matrix i ve vyrostlicích, přítomnosti nefelinu v matrixu, který převažuje nad albitizovaným plagioklasem a tím že studované vzorky nemají normativní olivín (či jen do 1%), lze horninu podle klasifikace výlevných hornin (Le Maitre et al. 2002 klasifikovat jako tefrit), i když i nejlépe zachované vzorky jsou postiženy pozdně magmatickými a postmagmatickými alteracemi a odnosem inkompatibilních elementů při zvětrávání (Foto 6.2.a,b).





Tab 6.1: Reprezentativní chemické analýzy pyroxenů (vyrostlice + matrix) ze vzorku MS-9. Přepočteno v programu Minpet 2.02 (L. Richards)

Sample	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9
Analysis	1_1	1_2	1_5	1_6	1_8	2_1	2_2	3_4	3_8	4_1
Mineral	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
SiO <sub>2</sub>	43.96	44.97	47.70	48.69	41.23	48.54	40.60	53.30	46.71	48.63
TiO <sub>2</sub>	4.22	3.80	2.51	2.32	5.82	2.30	5.52	0.30	2.89	2.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.61	6.18	4.33	4.03	9.24	4.00	9.82	0.20	4.66	3.81
FeO	7.76	8.49	6.58	6.28	8.60	6.94	8.81	7.66	7.41	6.32
MnO	0.14	0.19	0.16	0.14	0.00	0.00	0.12	0.16	0.13	0.00
MgO	11.78	12.10	13.52	13.83	10.24	13.90	10.01	13.11	12.87	13.82
CaO	23.65	23.52	23.89	23.83	23.46	23.47	23.40	24.20	23.57	23.90
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.35	0.28	0.28	0.49	0.29	0.46	0.51	0.26	0.30
<b>Total</b>	<b>99.47</b>	<b>99.60</b>	<b>98.97</b>	<b>99.40</b>	<b>99.08</b>	<b>99.44</b>	<b>98.74</b>	<b>99.44</b>	<b>98.50</b>	<b>99.04</b>
TSi	1.654	1.692	1.79	1.816	1.57	1.811	1.552	1.997	1.769	1.82
TAl	0.337	0.274	0.191	0.177	0.414	0.176	0.442	0.003	0.208	0.168
M1Al	0	0	0	0	0	0	0	0.006	0	0
M1Ti	0.119	0.108	0.071	0.065	0.167	0.065	0.159	0.008	0.082	0.064
M1Fe <sub>2</sub>	0.22	0.214	0.173	0.166	0.252	0.162	0.271	0.24	0.191	0.165
M1Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1Mg	0.661	0.679	0.756	0.769	0.581	0.773	0.57	0.732	0.727	0.771
M2Fe <sub>2</sub>	0.025	0.054	0.033	0.03	0.022	0.054	0.01	0	0.044	0.032
M2Mn	0.004	0.006	0.005	0.004	0	0	0.004	0.005	0.004	0
M2Ca	0.954	0.948	0.96	0.952	0.957	0.938	0.958	0.971	0.956	0.958
M2Na	0.026	0.026	0.02	0.02	0.036	0.021	0.034	0.037	0.019	0.022
Sum_cat	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ca	51.181	49.901	49.808	49.558	52.813	48.665	52.822	49.849	49.764	49.727
Mg	35.471	35.72	39.22	40.018	32.075	40.102	31.44	37.574	37.808	40.009
Fe <sub>2</sub> _Mn	13.348	14.379	10.972	10.424	15.112	11.232	15.737	12.577	12.429	10.264
JD1	0	0	0	0	0	0	0	0.29	0	0
AE1	1.355	1.33	1.048	1.045	1.957	1.077	1.848	1.58	0.986	1.117
CFTS1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CTTS1	6.34	5.603	3.645	3.36	9.018	3.312	8.605	0.155	4.251	3.264
CATS1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
WO1	44.269	43.792	45.771	45.793	42.761	44.829	43.353	48.889	45.13	45.908
EN1	35.074	35.357	38.912	39.691	31.447	39.671	30.925	36.968	37.516	39.562
FS1	12.962	13.917	10.624	10.111	14.816	11.111	15.269	12.117	12.117	10.149
Q	1.859	1.894	1.923	1.917	1.813	1.928	1.81	1.944	1.918	1.927
J	0.051	0.051	0.041	0.041	0.072	0.042	0.068	0.074	0.038	0.044
WO	51.181	49.901	49.808	49.558	52.813	48.665	52.822	49.849	49.764	49.727
EN	35.471	35.72	39.22	40.018	32.075	40.102	31.44	37.574	37.808	40.009
FS	13.348	14.379	10.972	10.424	15.112	11.232	15.737	12.577	12.429	10.264
WEF	97.332	97.383	97.931	97.936	96.161	97.87	96.378	96.337	98.052	97.791
JD	0	0	0	0	0	0	0	3.663	0	0
AE	0.026	0.026	0.02	0.02	0.036	0.021	0.034	0	0.019	0.022

Tab. 6.2: Reprezentativní analýzy pyroxenů (vyrostlice + matrix) ze vzorku MS-9: Přepočteno v programu Minpet 2.02 (L. Richards)

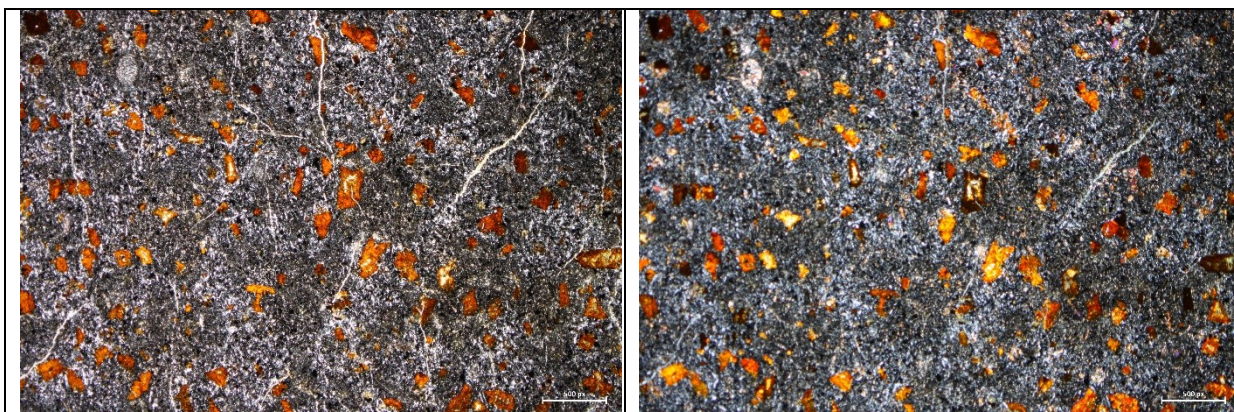
Sample	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9	MS_9
Analysis	1_1	1_2	1_5	1_6	1_8	2_1	2_2	3_4	3_8	4_1
Mineral	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
SiO <sub>2</sub>	43.96	44.97	47.70	48.69	41.23	48.54	40.60	53.30	46.71	48.63
TiO <sub>2</sub>	4.22	3.80	2.51	2.32	5.82	2.30	5.52	0.30	2.89	2.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.61	6.18	4.33	4.03	9.24	4.00	9.82	0.20	4.66	3.81
FeO	7.76	8.49	6.58	6.28	8.60	6.94	8.81	7.66	7.41	6.32
MnO	0.14	0.19	0.16	0.14	0.00	0.00	0.12	0.16	0.13	0.00
MgO	11.78	12.10	13.52	13.83	10.24	13.90	10.01	13.11	12.87	13.82
CaO	23.65	23.52	23.89	23.83	23.46	23.47	23.40	24.20	23.57	23.90
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.35	0.28	0.28	0.49	0.29	0.46	0.51	0.26	0.30
<b>Total</b>	<b>99.47</b>	<b>99.60</b>	<b>98.97</b>	<b>99.40</b>	<b>99.08</b>	<b>99.44</b>	<b>98.74</b>	<b>99.44</b>	<b>98.50</b>	<b>99.04</b>
TSi	1.654	1.692	1.79	1.816	1.57	1.811	1.552	1.997	1.769	1.82
TAl	0.337	0.274	0.191	0.177	0.414	0.176	0.442	0.003	0.208	0.168
M1Al	0	0	0	0	0	0	0	0.006	0	0
M1Ti	0.119	0.108	0.071	0.065	0.167	0.065	0.159	0.008	0.082	0.064
M1Fe <sub>2</sub>	0.22	0.214	0.173	0.166	0.252	0.162	0.271	0.24	0.191	0.165
M1Mg	0.661	0.679	0.756	0.769	0.581	0.773	0.57	0.732	0.727	0.771
M2Fe <sub>2</sub>	0.025	0.054	0.033	0.03	0.022	0.054	0.01	0	0.044	0.032
M2Mn	0.004	0.006	0.005	0.004	0	0	0.004	0.005	0.004	0
M2Ca	0.954	0.948	0.96	0.952	0.957	0.938	0.958	0.971	0.956	0.958
M2Na	0.026	0.026	0.02	0.02	0.036	0.021	0.034	0.037	0.019	0.022
Sum_cat	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ca	51.181	49.901	49.808	49.558	52.813	48.665	52.822	49.849	49.764	49.727
Mg	35.471	35.72	39.22	40.018	32.075	40.102	31.44	37.574	37.808	40.009
Fe <sub>2</sub> _Mn	13.348	14.379	10.972	10.424	15.112	11.232	15.737	12.577	12.429	10.264
JD1	0	0	0	0	0	0	0	0.29	0	0
AE1	1.355	1.33	1.048	1.045	1.957	1.077	1.848	1.58	0.986	1.117
CFTS1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CTTS1	6.34	5.603	3.645	3.36	9.018	3.312	8.605	0.155	4.251	3.264
CATS1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
WO1	44.269	43.792	45.771	45.793	42.761	44.829	43.353	48.889	45.13	45.908
EN1	35.074	35.357	38.912	39.691	31.447	39.671	30.925	36.968	37.516	39.562
FS1	12.962	13.917	10.624	10.111	14.816	11.111	15.269	12.117	12.117	10.149
Q	1.859	1.894	1.923	1.917	1.813	1.928	1.81	1.944	1.918	1.927
J	0.051	0.051	0.041	0.041	0.072	0.042	0.068	0.074	0.038	0.044
WO	51.181	49.901	49.808	49.558	52.813	48.665	52.822	49.849	49.764	49.727
EN	35.471	35.72	39.22	40.018	32.075	40.102	31.44	37.574	37.808	40.009
FS	13.348	14.379	10.972	10.424	15.112	11.232	15.737	12.577	12.429	10.264
WEF	97.332	97.383	97.931	97.936	96.161	97.87	96.378	96.337	98.052	97.791
JD	0	0	0	0	0	0	0	3.663	0	0
AE	0.026	0.026	0.02	0.02	0.036	0.021	0.034	0	0.019	0.022

Tab. 6.3: Reprezentativní analýzy amfibolů vzniklých reakcí pyroxenů s taveninou na okrajích pyroxenových vyrostlic. (Přepočeno v programu Minpet 2.02, L. R. Richards, na 23 O, metoda Fe<sub>tot</sub> jako FeO.

Sample	MS-12	MS-12
Analysis	3_2	2_3
Mineral	amf	amf
SiO <sub>2</sub>	50.32	49.45
TiO <sub>2</sub>	1.38	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.45	9.11
FeO	5.08	5.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.22
MnO	0	0.05
MgO	8.98	10.63
CaO	15.71	18.27
Na <sub>2</sub> O	3.27	0.44
K <sub>2</sub> O	0.78	0.29
<b>Total</b>	<b>97.15</b>	<b>95.33</b>
TSi	7.175	7.193
TAl	0.825	0.807
TFe3	0	0
TTi	0	0
Sum_T	8	8
CAI	1.097	0.753
CCr	0.02	0.025
CFe <sub>3</sub>	0	0
CTi	0.148	0.17
CMg	1.909	2.305
CFe <sub>2</sub>	0.606	0.647
CMn	0	0.006
CCa	1.22	1.094
Sum_C	5	5
BMg	0	0
BFe <sub>2</sub>	0	0
BMn	0	0
BCa	1.18	1.754
BNa	0.82	0.124
Sum_B	2	1.878
ACa	0	0
ANa	0.084	0
AK	0.142	0.054
Sum_A	0.226	0.054
Sum_cat	15.226	14.931
Sum_oxy	22.997	22.998

Hornina se skládá z vyrostlic, které tvoří téměř výhradně idiomorfní až hypidiomorfní klinopyroxen (diopsid, příp. až augit), o průměrné velikosti kolem 2 mm, největší vyrostlice dosahují až 4 mm. Matrix je velmi jemnozrný až submikroskopický, ale holokrystalický (Foto 6.1a-d). Tvoří jej klinopyroxen, nefelín, alterovaný (albitizovaný) a sericitizovaný plagioklas a drobná xenomorfní izometrická zrna titanomagnetitu. Ojediněle byl detekován i perovskit. V některých vzorcích se vyskytovaly i silně přeměněné a korodované xenokrysty hnědého, patrně původně alkalického amfibolu. Jak je patrné, ze zcela zvětralých vzorků, xenokrysty mohl tvořit i křemen, který byl vnesen při průchodu magmatu skrz podložní krystalinikum. Matrix vždy převažuje nad vyrostlicemi, jejichž množství a velikost ve studovaných vzorcích silně kolísala.

Vyrostlice pyroxenu, který bývá do různé míry přeměněn, místy až pseudomorfován produkty jeho rozpadu (kalcit, dolomit, novotvořené pyroxeny, amfibol, titanomagnetit, ojediněle byl na elektronovém mikroanalyzátoru zjištěn i zrna chromitu). Pyroxen, který podle klasifikace IMA odpovídá diopsidu. (obr. 6.1a), podle jeho chemického složení a vysokého obsahu Ca (apfu) a Al by měl být zejména Al a Ti bohaté xenokrysty klasifikovány spíše jako aluminium bohaté augity (srovnej Rapprich et al. 2009). Reprezentativní složení pyroxenů je uvedeno v Tab. 6.1 a 6.2. Vybrané pozice bodových analýz zrn pyroxenů ze vzorků MS-12 a MS-9 jsou zobrazeny na foto 6.3. Měřená zrna obsahují mezi přibližně mezi 42 -52 %  $\text{SiO}_2$ , přičemž pyroxeny s nižším obsahem mají podstatně vyšší obsahy  $\text{TiO}_2$  (až přes 9 hm. %) a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (až 10 hm. %). Obsahy Ca tj. wollastonitové komponenty vždy převyšují enstatitovou a ferosillitovou komponentu. (obr. 6.1a). Některé vyrostlice klinopyroxenu obsahují patrně i odmíšené lamely ortopyroxenu, projevující se světlejšími barvami v odražených elektronech. Některé patrně vnesené fenokrysty mají vyšší obsahy Ca, Ti a Al a jejich středy jsou zcela alterovány (Foto 6.2b.), měly patrně augitické složení. Obsahy jadeitové komponenty u obou typů pyroxenů jsou velmi nízké (do přibližně 3 %). Složení pyroxenů ve studovaných vzorcích odpovídá složení pyroxenů popsaných z bazanitů svrchnomiocénní (16-10 mil let) vulkanické fáze v Českém středohoří (Rapprich et al. 2009). Pyroxenové vyrostlice nevykazují výraznější zonalitu, pouze okrajové části jsou bohatší Fe. Okraje některých velkých vyrostlic jsou často reakcí s taveninou obsahující fluida přeměněny až na amfiboly, jejichž složení podle klasifikace IMA odpovídá magneziohornblendu (Tab. 6.3, obr. 6.1b). Velké rozdíly ve složení s výjimkou pseudomorfovaných jader patrně augitických pyroxenů, nevykazují ani tlustě sloupcovité i fluidálně uspořádané tenčeji sloupcovité pyroxeny matrix z bývalého lomu Libouš (Vz MS-13, MS-14).



Obr. 6.5a: Slabě porfyrický tefrit se silně alterovanými vyrostlicemi px. Hrubozrnější matrix s lištovými mikrolity plagioklasu a nefelínu, které jsou místy fluidálně uspořádány. Lomu Merkur MS13, II nikoly (foto autor)

Obr. 6.5b: Slabě porfyrický tefrit, dtto 6.3a., X nikoly (foto autor)

Součástí velmi jemnozrné matrix jsou rychle zchlazené, déle sloupcovité s porovnáním s vyrostlicemi a xenokrysty pyroxenů, většinou diopsidického složení, zčásti silně alterované, místy spolu s dalšími minerály až zcela přeměněné na jílové minerály.

Dále je součástí matrix nefelín, který má kolem 14 hm. % Na<sub>2</sub>O, podíl K<sub>2</sub>O je poměrně nízký do 4 hm. %. V některých vzorcích (MS-13 a 14) je často přítomen ve formě idiomorfních mikrolitů, většinou pak spolu s plagioklasem, rudním minerálem vyplňuje intersticiální prostory mezi vyrostlicemi a krystality diopsidického pyroxenu v analyzovaných vzorcích převažuje nad albitizovaným původně intermediálním až bazickým plagioklasem, kterého je podle výsledků měření na mikroanalyzátoru méně. Vzhledem k malým rozměrům obou minerálů a vzájemnému prorůstání mikrolitů těchto minerálů v matrixu, se nepodařilo získat spolehlivá analytická data. Analýzy nefelínu nevykazují sumy blízké 100 %, ale jen 92-93 hm. %, jelikož je nefelín silně alterován a přeměněn během postmagmatických procesů a zvětrávání. Podobné je tomu i plagioklasů, které kromě nízké sumy obsahují převážně jen Na<sub>2</sub>O, což je způsobeno (albitizací živců) a odnosem Ca za vzniku karbonátů, který se často v žilkách v hornině vyskytuje. Zejména v odražených elektronech je patrná přítomnost magnetitu, který má podstatnou příměs Ti, takže většinou jde o titanomagnetit. Zrna jsou xenomorfní, většinou izometrická, mírně korodovaná (viz obr.

Při velkém zvětšení jsou přítomna, protože se nepodařilo naměřit spolehlivá data jak z nefelínu, tak plagioklasů i magnetitu, nejsou proto analýzy těchto minerálů uváděny.

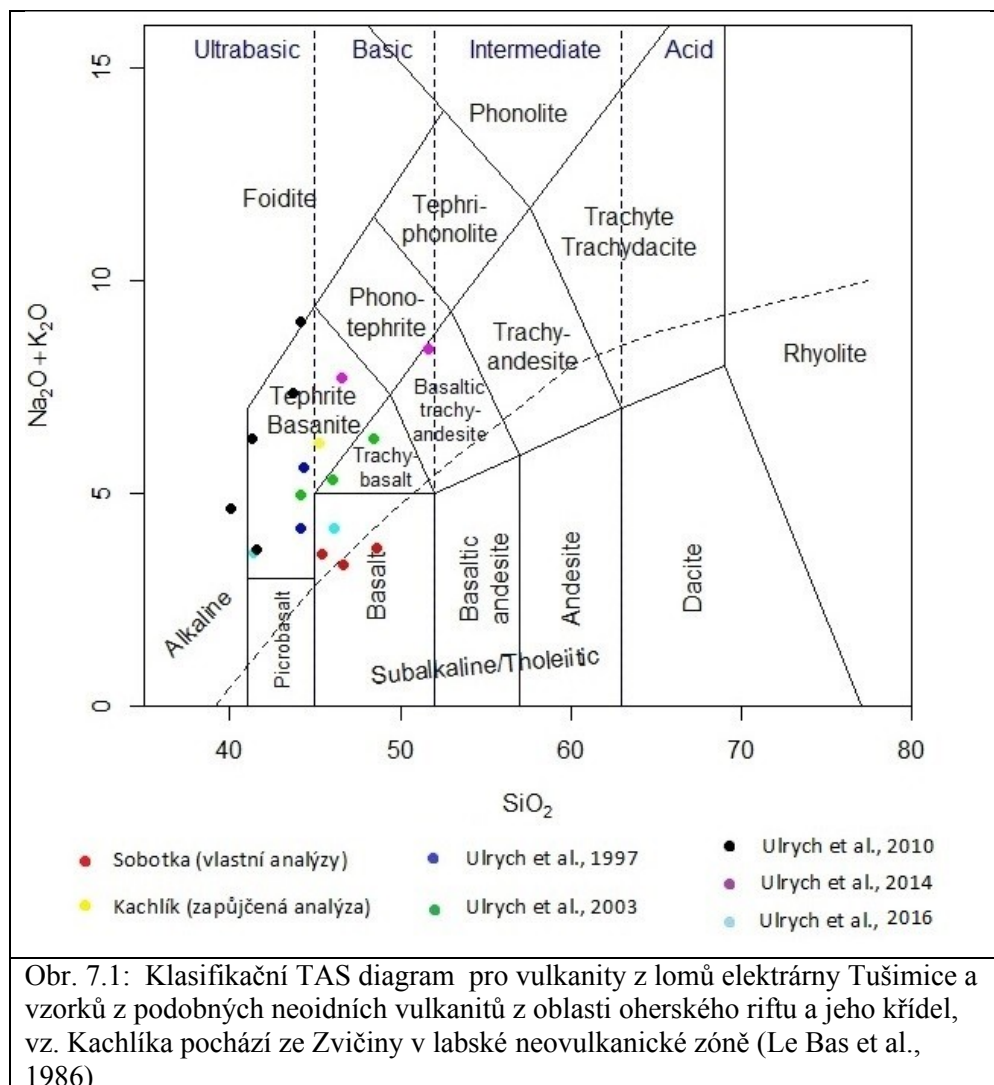
## 7. Geochemie vulkanitů

### 7.1. Klasifikace vulkanitů

V rámci diplomové práce byly studovány 3 vzorky vulkanitů z lomu Merkur a Libouš v areálu dolů Tušimické elektrárny. Vzorky byly odebrány z jader zachovaných vulkanitů ve zcela přeměněných zjilovatělých horninách. Současný stav odkryvů nedovoloval odběr většího množství nepřeměněných vulkanických hornin. Proto byl studovaný málo reprezentativní soubor doplněn o některé chemické analýzy z prací Ulrycha et al., 1997, 2003, 2010, 2014, 2016, jedna analýza pochází z databáze školitele V. Kachlíka (olivinický bazanit, Zvíčina), což umožnilo lépe korelovat vulkanity v lomech tušimické elektrárny s neovulkanity v oblasti zejména oherského riftu a přilehlých příčných zón (labské a jáchymovské). Pro zpracování geochemických dat byl použit software GCDkit 4.1 (Janoušek et al. 2006). Výsledky nových chemických analýz (vz. MS8, MS9 a MS10) a analýz hornin blízkých svým chemismem vulkanitům (Ulrych et al. 1997-2016) v lomu Tušimické elektrárny jsou v Tab. 7.1.

Podle výsledků petrografického studia, studia chemismu minerálů na elektronovém mikroanalyzátoru a dat získaných ze studia chemismu je možno studované horniny klasifikovat jako tefrity vyšším obsahem Ti (skupina hornin s obsahy TiO<sub>2</sub> mezi 3,8-5,9 hm. % podle Ulrycha et al. 2010), i když všechny tři studované vulkanity spadají do pole bazaltů v klasifikačním TAS diagramu Le Base et al. 1986). – viz obr. 7.1. Tento nesoulad je způsoben částečnou alterací a zvětráním hornin, i když se na povrchu jeví jako nezvětralé, ze studia na mikrosondě však vyplynulo, že jak živce, tak nefelín v matrix a v různé míře i klinopyroxeny dominujících vyrostlice jsou částečně přeměněné. Vysoký obsah volné i vázané vody a přítomnost karbonátů, při přepočtu na bezvodou bázi posunují horniny do pole bazaltů. To je v kontrastu s klasifikačním diagramem Pearce, (1996), který využívá ke klasifikaci méně mobilních stopových prvků (HFSE). V tomto diagramu (obr. 7.2) již všechny tři vzorky spadají do pole hornin alkalických hornin s foidy. Při bližším pohledu na petrografii a mineralogii hornin příslušnost ke skupině alkalických tefritických hornin vyplývá zejména z nepřítomnosti vyrostlic olivínu, nízkých #Mg (MgO/FeO+MgO) hodnotách =0,505-0,652, což také koresponduje s tím, že při přepočtech CIPW hodnot tyto vulkanity nevykazují normativní olivín.

Shoda v chemismu s bazaltickými až intermediálními horninami řady melanefelinit (fono)tefrit-fonolit, které se hojně vyskytují ve vulkanickém centru Loučná – Oberwiesenthal v Krušných horách (Ulrych et al. 2010) a jeho okolí je více než nápadná. Všechny vzorky patří do skupiny bazaltických hornin a vysokými obsahy  $\text{TiO}_2$  (3,33- 4,39 hm. %). Dva ze vzorků mají velmi podobný chemismus (MS7 a MS9), zatímco vzorek MS10 se odlišuje primitivnějšími znaky, vyšší #Mg hodnotou = 0,652, vyššími obsahy inkompatibilních prvků Cr a Ni (503, resp. 151 ppm), což ukazuje na jeho odlišnou genezi.

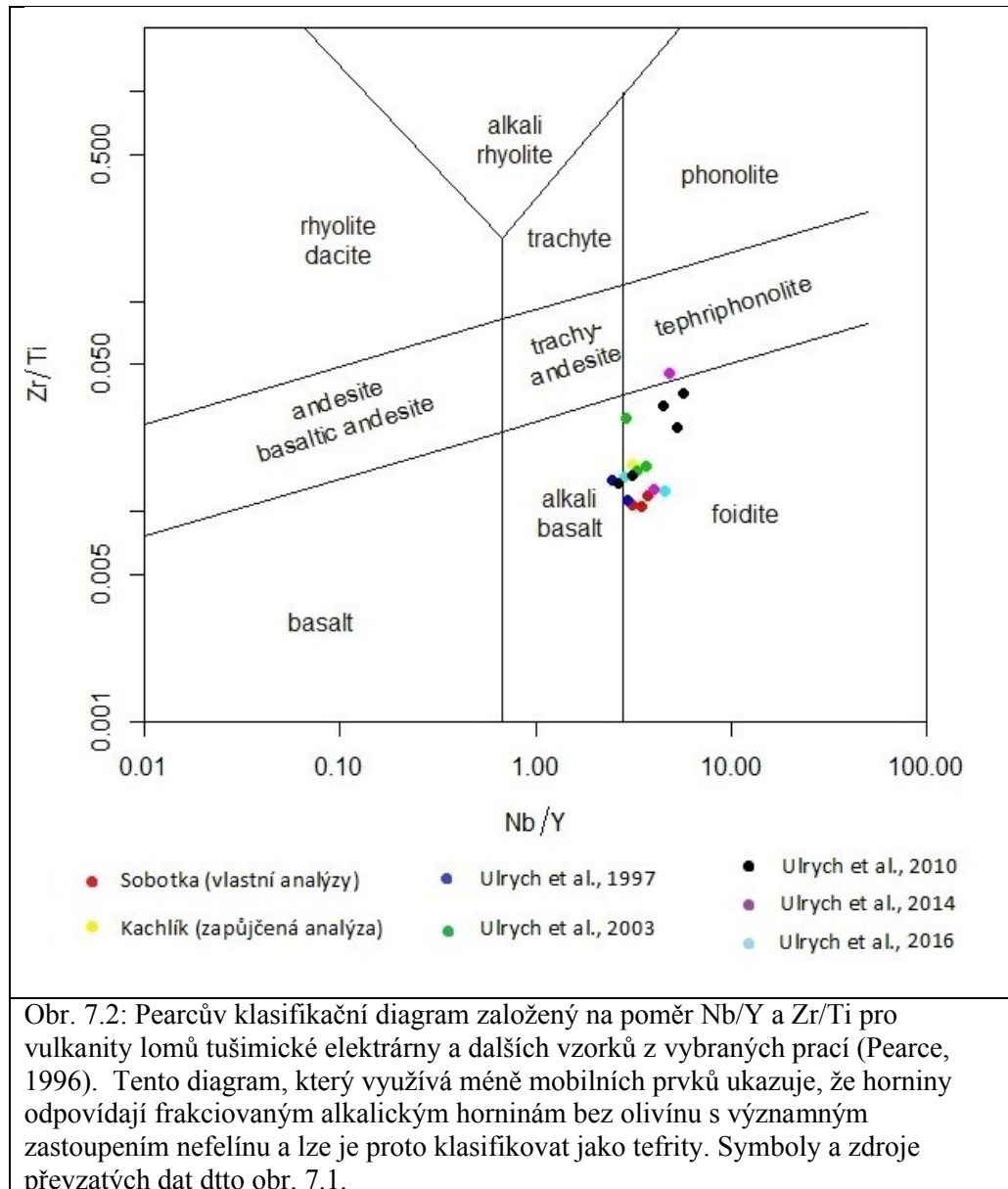


Obr. 7.1: Klasifikační TAS diagram pro vulkanity z lomů elektrárny Tušimice a vzorků z podobných neoidních vulkanitů z oblasti oherského riftu a jeho křídel, vz. Kachlíka pochází ze Zvičiny v labské neovulkanické zóně (Le Bas et al., 1986)

vzorek	MS7	MS9	MS10	V-1116	VD-3	Te-3	P-1	Z-20	HR-25
SiO <sub>2</sub>	42.98	46.08	44.24	43.16	45.72	47.84	43.81	47.32	44.07
TiO <sub>2</sub>	4.39	3.69	3.33	2.93	3.08	2.13	3.11	2.55	2.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.61	15.62	9.83	14.04	15.47	16.15	12.49	16.14	12.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.37	7.21	5.02	3.51	4.25	6.67	4.59	4.80	12.38
FeO	3.32	1.95	4.02	6.84	5.45	1.50	6.56	5.65	
MnO	0.13	0.09	0.14	0.19	0.15	0.16	0.20	0.22	0.20
MgO	6.84	4.89	9.13	7.58	5.68	2.48	9.60	4.00	10.10
CaO	12.98	10.25	14.71	10.05	10.36	7.35	13.30	9.81	11.01
Na <sub>2</sub> O	2.71	2.83	2.58	3.98	3.65	3.70	3.16	4.24	3.48
K <sub>2</sub> O	0.65	0.68	0.56	1.90	3.92	4.07	1.77	1.90	1.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.73	1.43	1.18	1.32	0.47	0.52	0.69	1.00	1.02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.16	1.64	0.64	0.46	1.25	2.28	0.29	2.06	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3.45	3.40	2.35	1.10	0.27	0.21	1.02	0.08	1.45
CO <sub>2</sub>	0.57	0.09	2.05	2.80	0.11	3.56	0.07	0.07	
celkem	99.89	99.85	99.78	99.86	99.83	98.62	100.66	99.84	98.97
Li	37.69	33.02	18.36	0.01					
Cr	65.44	143.43	506.53	200.93	74.20	15.80	230.00	22.00	198.00
Sc	32.84	25.72	42.97	18.39	26.40	9.50	17.00	14.00	19.30
Ni	37.17	49.14	114.63	151.73	37.90	14.80	120.00	11.00	170.00
Co	25.42	24.28	33.62	39.80	31.30	16.50	45.00	16.00	53.10
V	470.55	331.45	395.95	240.95			310.00	166.00	242.00
Cu	103.08	40.30	127.48	55.06			87.00		
Pb	6.02	3.13	1.33	2.73					
Ga	23.30	20.56	17.52	22.78					
Rb	32.66	18.03	29.96	31.24	96.50	177.00	40.00	52.00	55.80
Cs	15.77	28.26	9.50	0.44	1.64	1.50			0.83
Ba	1090.85	741.05	986.45	617.35	813.00	937.00	580.00	814.00	677.00
Sr	837.87	879.07	576.17	1006.97	820.00	1000.00	877.00	1046.00	895.00
Ta	5.94	4.96	4.26	5.35	3.46	6.13	7.10	6.00	4.50
Nb	105.26	88.40	74.17	99.28	80.00	123.00	85.00	89.00	80.00
Hf	8.71	6.48	6.17	7.50	6.47	12.40	9.40	10.90	5.43
Zr	309.68	238.39	210.16	295.07	236.00	576.00	288.00	426.00	243.00
Y	28.03	28.33	21.27	32.13	19.90	25.40	26.00	31.00	25.50
Th	7.47	5.64	5.30	8.17	7.72	11.80	12.00	9.70	6.63
U	1.28	1.05	0.96	2.15	2.18	3.40	1.90	3.10	1.40
La	76.21	55.29	55.17	77.38	44.80	76.90	137.00	106.70	67.00
Ce	163.53	109.43	116.53	144.43			211.00	185.00	107.00
Pr	19.15	12.58	13.77	15.66	10.70	16.40			
Nd	77.20	51.58	54.70	61.15	41.70	59.30	84.00	92.00	45.30
Sm	13.40	10.12	9.83	11.41	7.59	9.84	16.90	14.50	9.50
Eu	4.04	3.20	3.09	3.65	2.32	2.89	4.40	4.10	2.72
Gd	12.11	9.39	9.02	11.17	7.18	9.88	12.10	13.10	6.66
Tb	1.55	1.31	1.10	1.45	0.90	1.23	1.58	1.45	0.98
Dy	6.54	6.40	4.86	7.13	4.32	5.62			6.50
Ho	1.10	1.13	0.83	1.24	0.75	1.00			

Er	3.09	3.25	2.37	3.50	2.11	2.88			
Tm	0.34	0.37	0.26	0.39	0.26	0.36			0.30
Yb	2.22	2.29	1.55	2.53	1.58	2.37	4.50	3.30	1.44
Lu	0.32	0.32	0.23	0.36	0.23	0.34	0.41	0.49	0.22

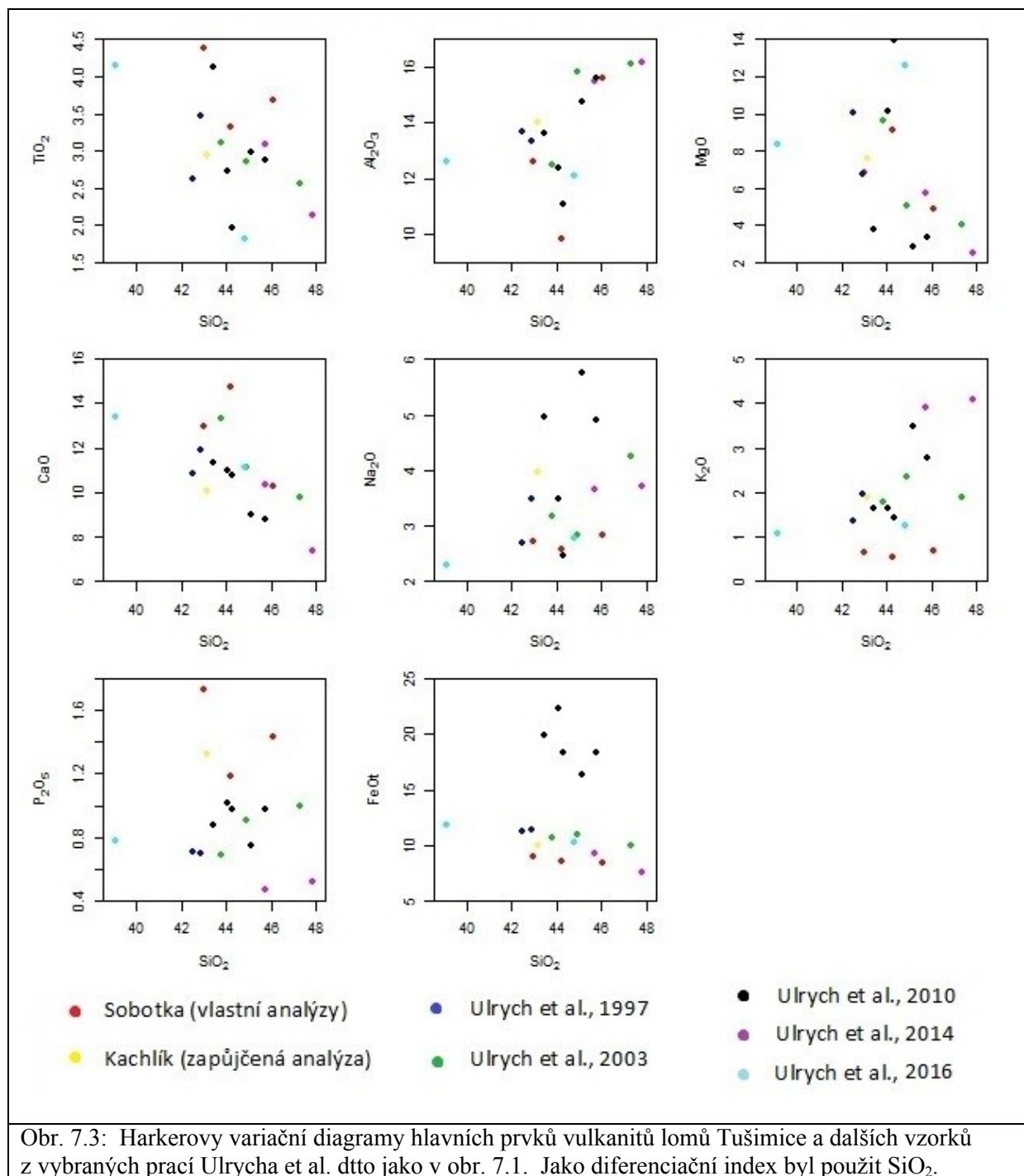
Tab. 7. 1: Chemické složení studovaných vulkanitů z lomu Merkur a Libouš (MS7, MS9, MS10). Srovnávací analýzy z prací Ulrych et al. 1997, 2002, 2003, 2010, 2015), analýza V-1116 pochází z archivu školitele (bazanit – Zvičina). Hlavní prvky v hm %, stopové prvky a REE v ppm.



## 7.2. Hlavní prvky

Vulkanity z povrchového uhelného lomu el. Tušimice představují bazaltické nenasycené, titanem bohaté bazaltické horniny tefrity viz výše. Ve srovnání s jim obdobnými horninami, které charakterizuje Ulrych, patří ke skupině  $\text{TiO}_2$  bohatších hornin při jejím přechodu do skupiny (fono)tefritů se středními obsahy  $\text{TiO}_2$ . I když byly analyzovány jen tři vzorky, jejich chemismu není homogenní, liší se stupněm diferenciacce a nebo kontaminace. Vyčleňuje se v obsazích  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , které jsou v porovnání s obdobnými horninami vyšší, naopak  $\text{P}_2\text{O}_5$  a alkaliemi a některými inkompatibilními stopovými prvky je tento vzorek chudší.

Při obsahu  $\text{SiO}_2$  mezi 42,98 – 46,08 hm %, se obsahy  $\text{TiO}_2$  pohybují v rozmezí 3,33 – 4,39. Se zvyšujícím se obsahem obsahy  $\text{TiO}_2$  klesají, i když vzhledem k rozdílnému zdroji vzorku MS-10, ne lineárně. Podobně je tomu i u  $\text{MgO}$  a  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  a  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ . (obr. 7.3). Naopak obsah  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se zvyšujícím se podílem  $\text{SiO}_2$  stoupá, nejnižší je samozřejmě u nejprimitivnějšího vzorku MS-10 (9,83 hm %). Obsahy alkálií zůstávají u všech tří vzorků přibližně stejné nezávisle na obsahu  $\text{SiO}_2$ . Vždy převažuje  $\text{Na}_2\text{O}$  nad  $\text{K}_2\text{O}$ . Hodnoty poměru  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  se pohybují mezi 4,162 – 4,607. Výrazné ochuzení alkaliemi zejména draslíkem, ale i inkompatibilními prvky Rb, Ba ukazuje buď na přítomnost reziduálních K, Rb obsahujících fází v plášti (flogopit, amfibol), které jako xenokrysty vyskytují i v horninách z lomů elektrárny, ale i v xenolitech alkalických pyroxenitů a v alkalických lávách v jz. části ohářeckého riftu (Ulrych et al. 2010, Ulrych et al. 2016). Poměr  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  kolísá poměrně hodně 1,2. – 3,69. Výše popsané vztahy mezi hlavními oxidy odráží stupeň diferenciacce, resp. kontaminace během výstupu magmatu. Platí tedy podobně jako podobných hornin z okolí Loučné v Krušných, že Mg a inkompatibilními prvky (Cr, Ni, V aj.) bohatší horniny mají i nižší obsahy  $\text{TiO}_2$  a nižší #Mg hodnoty a tudíž představují primitivnější plášťový zdroj, zatímco horniny s vyššími obsahy  $\text{TiO}_2$  pocházejí z obohacenějšího pláště a byly na cestě k povrchu více frakcionovány nebo kontaminovány sublitosférickým pláštěm nebo částečně i korovými taveninami (fonolity). Na vysoký stupeň frakcionace taveniny ukazují i velmi vysoké obsahy  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1,18 – 1,13 hm. %).



Obr. 7.3: Harkerovy variační diagramy hlavních prvků vulkanitů lomů Tušimice a dalších vzorků z vybraných prací Ulrycha et al. dtto jako v obr. 7.1. Jako diferenciační index byl použit  $\text{SiO}_2$ .

### 7.3. Stopové prvky

Obsahy stopových prvků (v ppm) jsou zobrazeny souborně na obr. 7.4. Zatímco vzorky MS8, MS9 vykazují podobné trendy jako horniny popsané Ulrychem z okolních oblastí, zejména Krušný hor v okolí vulkanického centra Loučná, opět se vyděluje v některých parametrech

samostatně vzorek MS-10, který má jiný zdroj a patrně i genezi (neprodělal tak vysoký stupeň diferenciace a/nebo není tolik kontaminován. Vysoké obsahy Cr (více než 506 ppm), spolu s vysokou #Mg hodnotou, poněkud nižší nabožení Ni (stále však 3x vyšší obsahy než zbývající vzorky), ukazují, že vz. MS-10 představuje primitivnější plášťové magma. Obsah chrómu byl zjiště v některých pyroxenech (viz výsledky mikrosondových analýz), příp je chróm obsažen v. pseudomorfózách po olivínu). S tím jsou v souladu nejnižší obsahy alkalií a s nimi spjatého Rb (29,96 ppm), které je vázáno anortoklas nebo příp. xenokrysty dras. živců. Obsahy Ba, Sr a také prvků zastupujících se v minerálech s Cr, se již příliš neodlišují od podobných hornin v oblasti blízké oháreckému riftu (Ulrych et al. 2003, 2010, 2016).

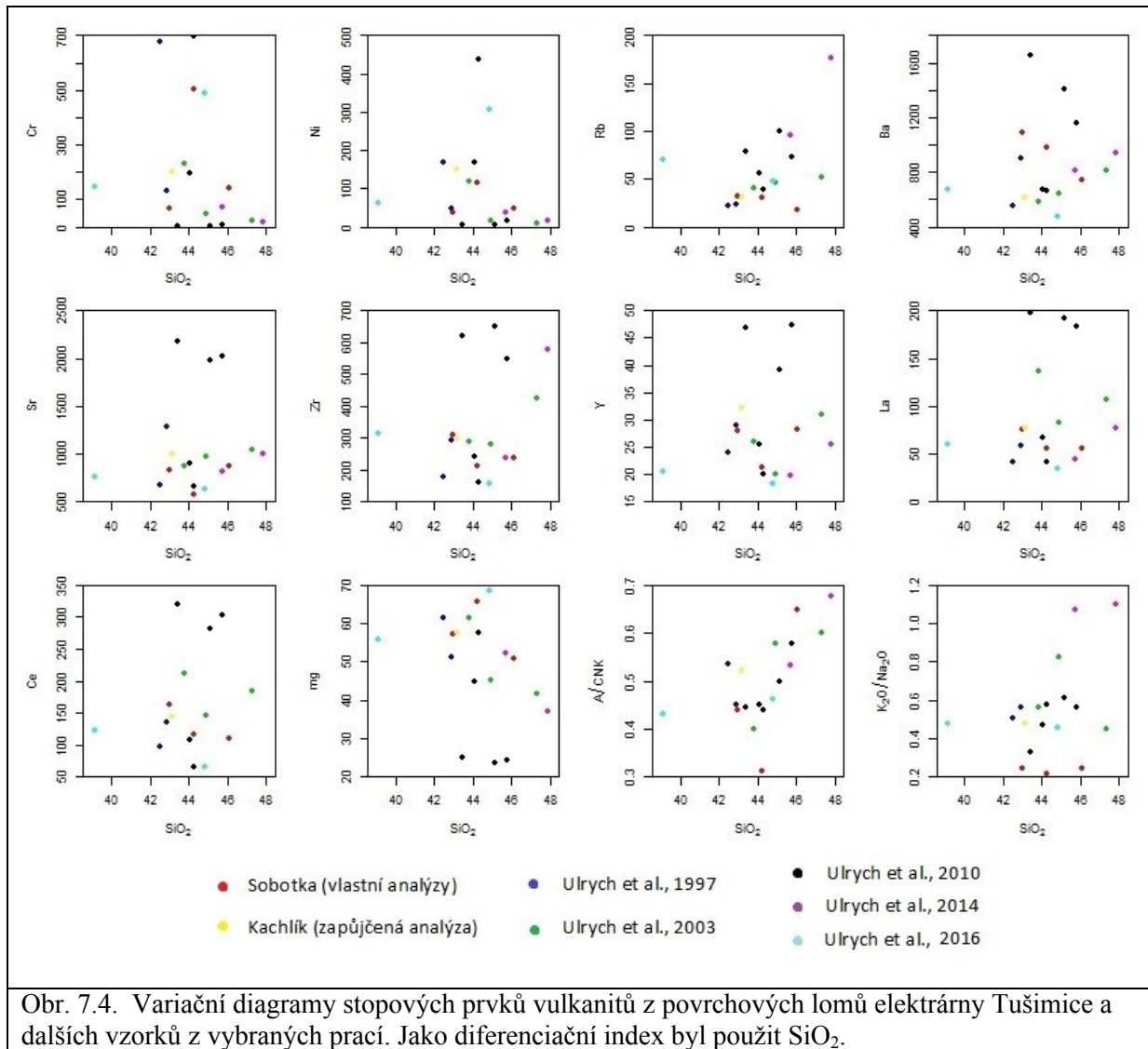
Prvky s vysokým iontovým potenciálem (HFSE) mají v horninách z lomu el. Tušimice vyšší obsahy, které klesají se zvyšujícími se obsahy SiO<sub>2</sub> (obr. 7.4), tj. pokračující frakcionací. Neliší se však od obdobných hornin z Krušných hor (Ulrych et al. 2010) – obr. 7.4. Proti složení chondritů je patrné nabožení Th, Nb, Ta a P, poněkud méně též Zr a Nd – obr. 7.5. Naopak obsahy inkompatibilních prvků K, Rb, Ba vykazují, proměnlivě vysoké, ale negativní anomálie na multivariačním diagramu v obr. 7.5.

Tyto charakteristiky jsou typické pro tavení středně ochuzeného metasomatizovaného pláště obsahující minerální fáze s P a K a Rb, tj. zdroje magmat podobné recentním magmatům produkovaným na vnitrodeskových oceánských ostrovech, jejichž magmatická aktivita je spjata s výstupem plášťových diapirů. Jak již bylo řečeno výše, lze též předpokládat v reziduu fáze obsahující tyto prvky (tj. alkalické amfiboly a flogopit). Oba minerály jsou přítomny v xenolitech, které vynášejí tyto lávy v okolí loučensko-oberwiesenthalského vulkanického centra (Ulrych et al. 2005).

#### **7.4. Lanthanoidy**

Obsahy vybraných stopových prvků a lanthanoidů jsou vyneseny v obr. 7.5 (normalizace podle Thompsona 1982) a 7.6 (normalizace podle Boyntona, 1984). Studované horniny se mají ve srovnání s obdobnými horninami studovanými Ulrychem et al. 2010 v okolních oblastech středně vysoké sumy REE. Pohybují se mezi 266 až 380 ppm. Oba diagramy ukazují na velice silnou frakcionaci lehkých a těžkých vzácných zemin. Poměry

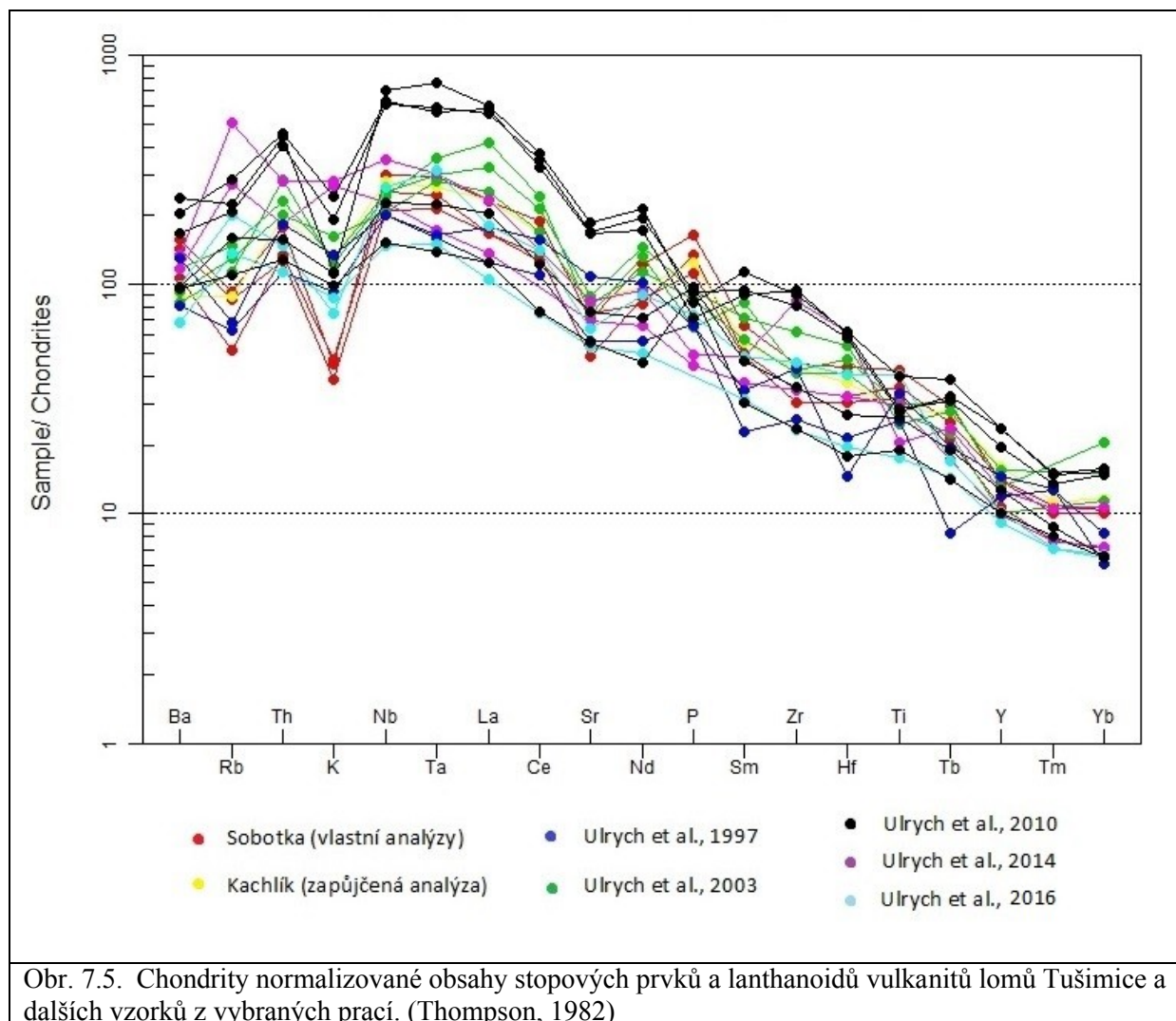
$La_N/Yb_N=16,2$  do  $24,14$ . Pozitivní anomálie pro Nb, Ta v obr. 4.5, nepřítomnost Eu/Eu\* anomálie jsou typické znaky pro alkalické vnitrodeskové bazalty vznikající v prostředí

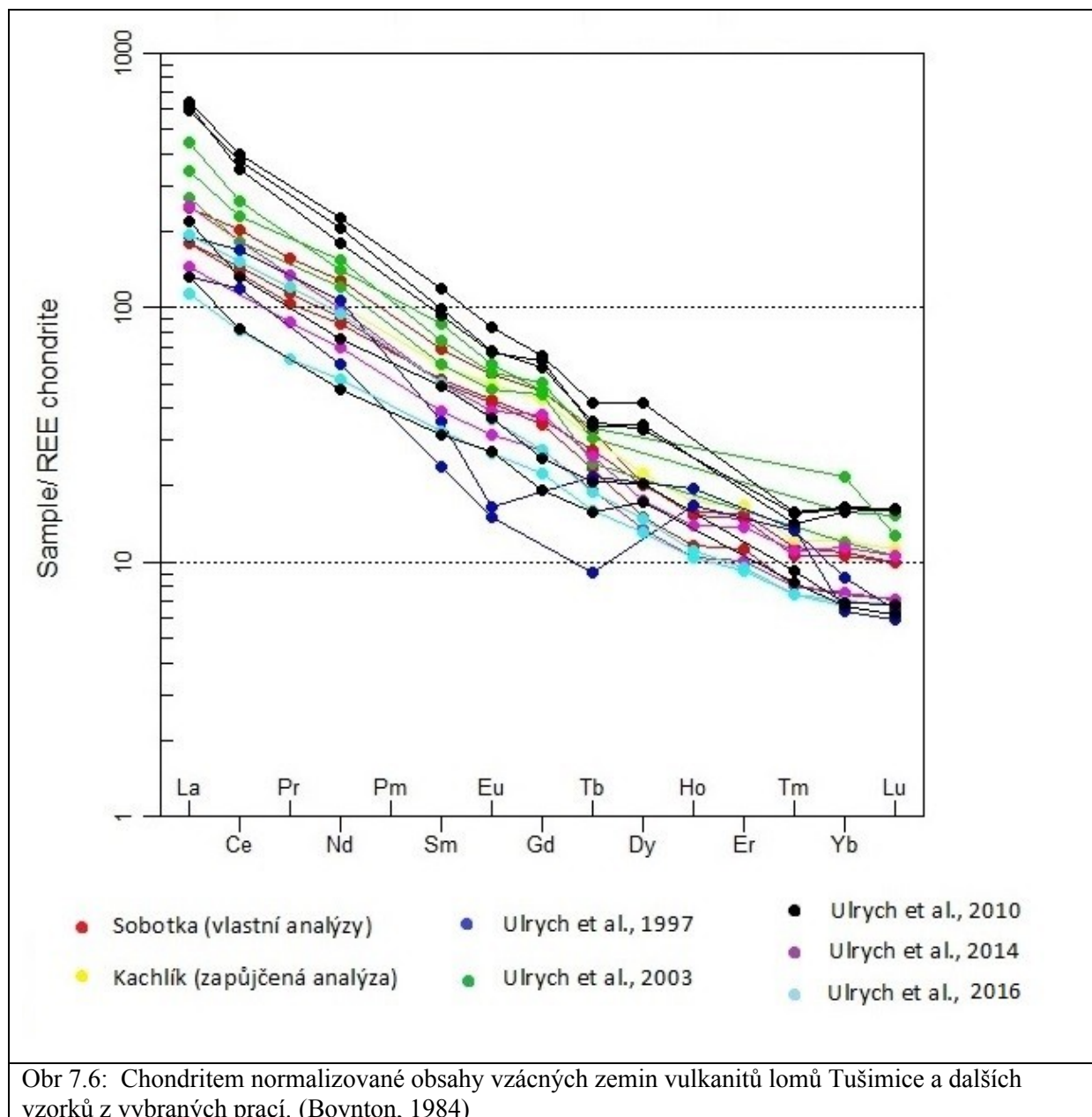


Obr. 7.4. Variační diagramy stopových prvků vulkanitů z povrchových lomů elektrárny Tušimice a dalších vzorků z vybraných prací. Jako diferenciační index byl použit  $SiO_2$ .

intraoceánských ostrovů, ale také v prostředí vznikajících kontinentálních riftů, ovlivněných výstupem plášťových diapirů v nichž vznikají při nízkém stupni tavení alkalická bazaltická magmata, což se projevuje jak v distribuci stopových prvků, tak i Sm a Nd izotopech, které byly studovány Ulrychem et al. (2010) v oblasti blízké lomům tušimické elektrárny. Vulkanity v lomu elektrárny podle vzorů REE patří spíše k méně obohacené skupině vulkanitů na přechodu mezi ulrabazickými melanefelinity a tefrity. Je zde též patrné, že jsou poměrně značné petrogenetické rozdíly mezi vzorky MS-8,9 a vz. MS-10. V distribuci REE a vybraných stopových prvků se to příliš neprojevuje. Patrně i z důvodů přeměn a zvětvávání, spjatých s odnosem alkalických a dalších inkompatibilních elementů, je patrné největší ochuzení

K a Rb (obr. 7.5) ze všech hornin v oblasti oherského riftu. Sčítají se zde vliv zdroje a následné alterační a zvětrávací procesy.

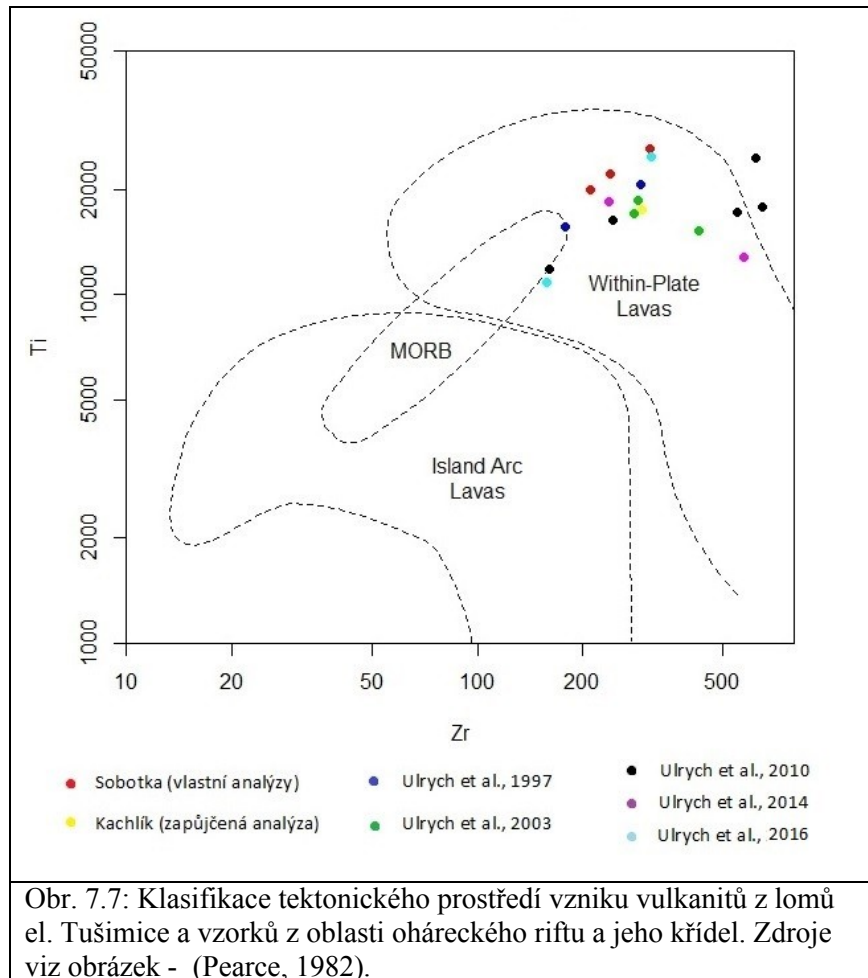




## 7.5. Geotektonické prostředí vzniku vulkanitů

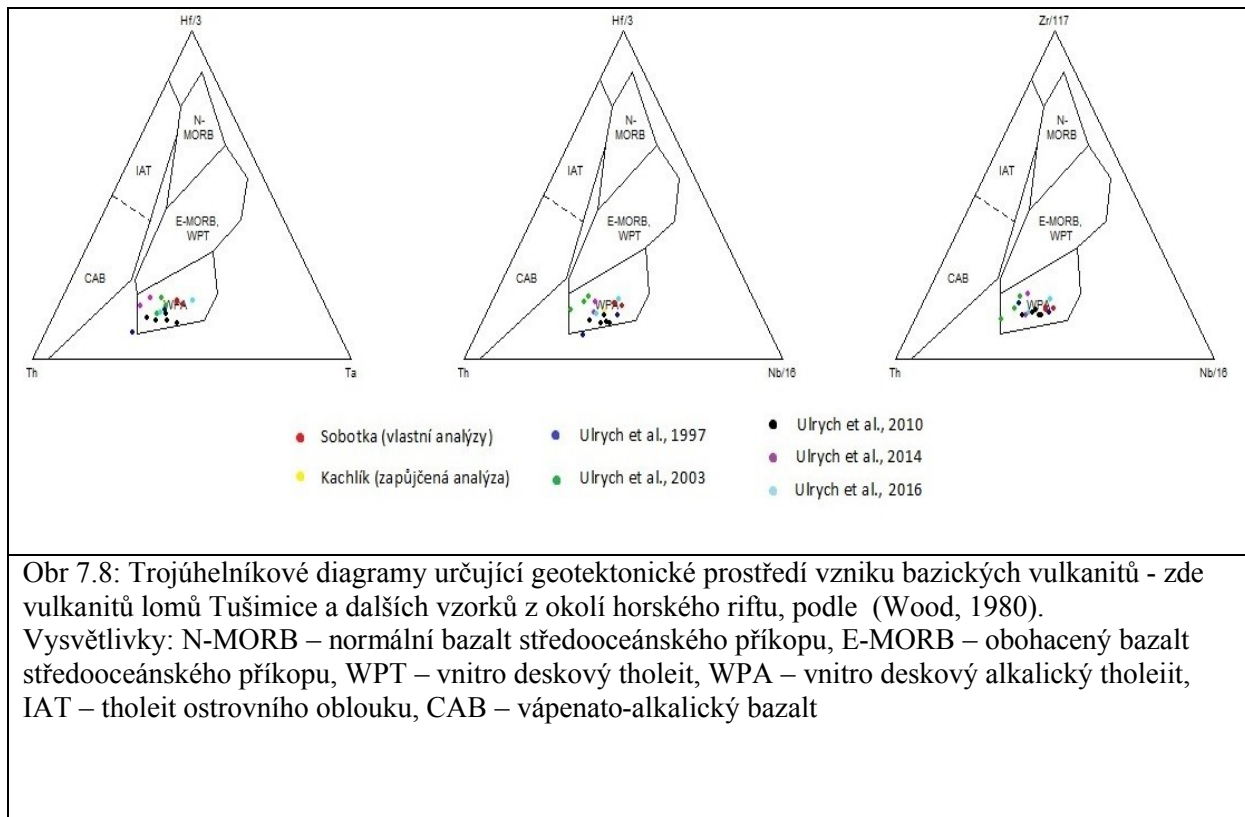
Neoidní vulkanity z lomu el. Tušimice jsou stářím, strukturně i petrologicky součástí bazaltoidních vulkanitů spjatých s vývojem oherského riftu. Proto je téměř zbytečné pomocí diskriminačních diagramů určovat geotektonické prostředí jejich vzniku. Srovnání s jinými částmi a křídly oherského riftu, případně s jinými riftovými systémy a provinciemi rozsáhlých kontinentálních intradeskových flood-bazaltů (trappů) kde se vyskytují dvě komagmatické

série Ti bohatých itradeskových bazaltických hornin (např. Gibson et al. 1995, Kanárské ostrovy – Lustrino, Wilson, 1991, východoafrický riftový systém (Rogers et al. 2000, Pik et al. 1998, 2006) může posloužit spíše k objasnění petrogenetických procesů, které vedou k současné produkci různých geochemických typů magmat.



Vzorky z lomů Tušimické elektrárny v diskriminačních diagramech Pearce, (1982) i Wooda (1980) spadají do polí pro vnitrodeskové (alkalické, příp. tholeitické bazalty). Výjimkou jsou pouze extrémněji obohacené ultrabazické a ultramafické alkalické horniny, které se zobrazují již mimo vymezená pole a některé primitivnější typy olivinických bazaltů nebo bazanitů. Extrémně nízké poměry Zr/Nb a Y/Nb (pro horniny zobrazené v diagramu) mezi 2,5 a 4,5 pro poměr Zr/Nb a 0,16 – 0,42 pro Y/Nb) jednoznačně říkají, že zdroj magmatu pro tyto horniny je srovnatelný se zdroji magmat současných bazaltů oceánských ostrovů, které vykazují značné obohacení litofilními elementy. To je možné jen za současného nízkého stupně parciálního tavení. Rozptyl hodnot a nesoulad mezi izotopy Sm-Nd a Rb-Sr je způsoben

variabilitou pláště, který je rozdílně metasomatizován nebo pozdější frakcionací, případně kontaminací litosférickým pláštěm nebo diferenciací v magmatickém krbu, případně kontaminací v krbu nebo během výstupu.



Obr 7.8: Trojúhelníkové diagramy určující geotektonické prostředí vzniku bazických vulkanitů - zde vulkanitů lomů Tušimice a dalších vzorků z okolí horského riftu, podle (Wood, 1980).  
 Vysvětlivky: N-MORB – normální bazalt středoocéánského příkopu, E-MORB – obohacený bazalt středoocéánského příkopu, WPT – vnitro deskový tholeit, WPA – vnitro deskový alkalický tholeit, IAT – tholeit ostrovního oblouku, CAB – vápenato-alkalický bazalt

## 8. Diskuze

### 8.1 *Geologická pozice, stáří a geneze vulkanických hornin v lomech elektrárny Tušimice*

V prostoru bývalých i činných lomů elektrárny Tušimice se vyskytuje několik vulkanických forem, které vznikaly v delším časovém období v tzv. před-riftovém a tzv. riftové hlavní fázi (sensu Ulrych et al. 1997, Ulrych et al. 2011) vulkanismu v prostoru oherského riftu.

V první, v prostoru lomu dosud nejstarší známé fázi vulkanické činnosti, vznikla explozivní maarová deprese, vyplněná smíšenými vulkanosedimentárními komplexy, které popsal Brus a Hurník (1984). Vznik explozivní struktury postdatují sedimenty starosedelského souvrství (eocén), které vyplňují dno explozivní struktury. Vulkanické horniny a sedimenty této fáze nejsou již v činném lomu odkryty a nemohly být znovu podrobněji studovány. Tyto struktury jsou svojí pozicí vázány na střezovský zlom, případně příčné zlomové struktury, které se však již neprojevují příliš v uhlonosných sedimentech nadložního mosteckého souvrství.

Vulkanické horniny odkryté dříve v nyní již skrývkou zasypaném dolu Merkur a vulkanické horniny, které byly předmětem studia v činných řezech lomu Libouš, náleží druhé hlavní vulkanické riftové fázi. Doklady pro to jsou jednak geologické. Komplex vulkanitů na bázi s patrně smíšenými vulkanoklastickými horninami, později reprezentovaný převážně efuzivními formami vulkanitů ve dvou lávových proudech, které tekly od severu k jihu směrem do pánve z elevace tvořené krystalinikem, které je součástí zlomové zóny krušnohorského zlomu. Z geologických pozorování, vyplývající z vrtů v prostoru obou výlevů, vyplývá, že vulkanity leží v nadloží krystalinika nebo křídly. Jsou tedy starší než hlavní slojové souvrství (holešické vstvy). Ekvivalenty duchcovských vrstev zde pravděpodobně chybí, nebo nejsou od zjílovatělých vulkanitů rozlišitelné. Z příčných profilů, konstruovaných z vrtné dokumentace vyplývá, že před sedimentací nadložního uhlonosného souvrství byly krystalinikum, křída i vulkanity erodovány. To dokládá, že mezi jejich vznikem je větší hiát, což potvrdilo radiometrické K-Ar datování vulkanitů z prostoru lomu., které potvrdilo oligocénní stáří vulkanitů interpretovaných jako bazanity, i když námi studované vzorky odpovídají spíše tefritům. K-Ar stáří  $30,57 \pm 3,23$  Ma (Rapprich, ústní sdělení), přes velkou chybu, danou patrně navětráním vzorků obohacených o vzdušný argon

potvrzuje, že převážně efuzivní vulkanity jsou ekvivalentní střezovskému souvrství, případně jejich stáří se překrývá se stáří vulkanitů v loučensko-obewiesentálském vulkanickém (37- 30 Ma) centru i subvulkanické intruzi u Roztok (Ulrych et al. 2011, Skála et al. 2014), případně horninám jejich žilnému doprovodu. Tyto závěry podporuje i shoda chemismu vulkanitů v oblasti lomu s vulkanity v jeho okolí, které byly datovány K-Ar metodou. Mladší projevy vulkanismu spjaté např. se svrchnomiocénní fází vulkanické aktivity nebyly pozorovány. Kromě efuzivních členů, se v téměř kompletně zvětralém komplexu vulkanitů, je možno na základě přítomnosti karbonatizovaných tufů s flogopitem, předpokládat uvnitř efuzivních členů i polohy vulkanoklastik, patrně napadávek. Bazální vulkanosedimentární brekcie, obsahující podle popisů vrtů i úlomky podložního krystalinika, příp. valouny křídly, ukazují, že tento až několik metrů mocný horizont reprezentuje přeplavené vulkanity a jejich podloží.

## **8.2 Chemismus magmat a jejich vznik**

I když mohly být studovány jen tři nejméně zvětralé a alterované vzorky hornin, je možno konstatovat, že vulkanity v prostoru lomu se mohou dále rozdělit do dvou skupin. Vzorky MS-8 a 9 reprezentují Ti-bohaté bazaltické horniny bez olivínu, tefrity srovnatelné s podobnými horninami v krušnohorském křídle oherského riftu v okolí Loučné (Ulrych et al. 2010). Vzorek MS-10 reprezentuje primitivnější, Ti chudší bazaltické magma s vyšší #Mg hodnotou, která trenduje k olivinickým tefritům a bazanitům, i když i zde nebyly vyrostlice olivínu prokázány a chemismus horniny neukazuje na přítomnost normativního olivínu. Chemické klasifikace jsou ovlivněny silnou alterací a zvětráváním, které zřejmě způsobilo odnos alkalií a inkompatibilních prvků. Těmi jsou nejvíce ochuzeny v porovnání se srovnatelnými horninami v Krušných horách a okolí riftu. Vysoký obsah volné vody a CO<sub>2</sub> pak způsobuje posun až do pole bazaltů. Klasifikace využívající imobilních HFSE prvků však kladou tyto horniny do pole alkalických hornin s foidy (nefelínem), který v matrixu dominují nad plagioklasem.

Z dostupných geochemických dat (rozdílné #Mg hodnoty], vyšší podíl kompatibilních prvků ve vzorku MS-10, poměrů Zr/Nb a Y/Nb a poměrů Ba/Nb, La/Nb a Nb/U, pozitivních Nb anomálií lze dovodit, že první dva vzorky vykazují jasné charakteristiky hlubokého zdroje ekvivalentního recentním OIB. Ty vznikají nízkým stupněm parciálního tavení

astenosférického pláště metasomatizovaného předchozími subdukčními procesy, jen s malým podílem kontaminace litosférickým pláštěm nebo kůrou. Dokládají to také i izotopy Sm-Nd a Rb-Sr (Ulrych et al. 2010), kde hodnoty  $\epsilon_{Nd}$  se pohybují kolem 2-5, což je typické pro tyto typy plášťových zdrojů. Navíc horniny této skupiny leží na linii mezi DM-HIMU a EMI, což svědčí pro varibilní uplatnění inkompatibilními prvky metasomatizovaného pláště. Tuto interpretaci podporuje i složení xenolitů těchto hornin, které obsahují alkalické pyroxenity (Ulrych et al. 2005).

Druhá skupina hornin s vyšším Mg hodnotami, vyššími obsahy kompatibilních prvků a nižšími hodnotami poměrů Zr/Y, které odrážejí vyšší stupeň parciálního tavení poněkud méně metasomatizovaného pláště. Jelikož jsou obě horniny současné, ukazuje to na značně heterogenní plášť na rozhraní dvou krustálních domén saxothuringika a tepelsko-barrandienké jednotky.

### **8.3 Korelace vulkanitů z lomů elektrárny Tušimice s vulkanity v okolí oherského riftu**

Geochemická data ukazují, že všechny tři horniny mají geochemicky nejbližší ke skupině bazaltických hornin v oblasti vulkanického centra mezi Loučnou a Oberwiesenthalem v Krušných horách. Patří tedy k Ti bohatším alkalickým bazaltickým horninám z komagmatické řady melanefelinit/(fono)tefrit-fonolit. Vzorek MS-10 trenduje k jeho primitivnějším krajním členům s nižším obsahem  $TiO_2$ , který byl pravděpodobně derivován z méně obohaceného pláště poněkud vyšším stupněm parciálního tavení.

Jak stáří tak i některými shodnými rysy chemismu, mají řadu shodných znaků (včetně výše jmenovaného stáří) i s některými subvulkanickými horninami roztockého vulkanického centra a jejich žilným doprovodem Skála et. al. (2014). Výrazně menší shoda je již s vulkanity rozptýlenými podél mariánsko-lázeňského zlomu, kde se uplatňují více křemíkem nasycené bazaltoidy řady olivinický bazalt trachybazalt, trachyandezit, trachyt, ryolit (Ulrych et al. 2016). Je tedy patrné, že struktura předpokládaného jáchymovského zlomu je hranicí mezi dvěma oblastmi s rozdílnou petrogenézou neoidních vulkanických hornin. Velká proměnlivost vulkanismu uvnitř riftu i v jeho ramenech ukazuje na značnou heterogenitu pláště a různý

stupeň frakcionace magmat v mělkých patrech pláště a ve spodní kůře, kde se odehrávají frakcionační a asimilační AFC procesy.

#### **8.4 Vztah vulkanismu k vývoji oherského riftu a vlivy složení pláště a kůry v oblasti riftu**

I když malý počet analyzovaných vzorků neumožňuje samostatné závěry, příslušnost hornin z lomu el. Tušimice k Ti bohatým bazaltickým horninám jz. Krušných hor, které potvrdilo i datování, dokládá, že extenze spjatá se vznikem oherského riftu v oligocénu až sp. miocénu, spojená se ztenčením litosféry, usnadnila rychlý průnik jednak patrně o něco starších Ti bohatých křemíkem nenasycených primárních magmat srovnatelných se zdrojovými magmaty recentních OIB. Ty byly doprovázeny patrně v menším množství i primitivnějšími magmaty z jiné oblasti méně obohaceného pláště, které se liší i jiným typem xenolitů (Ackerman et al. 2015, 2016). Frakcionace magmat v magmatických krbech a asimilace korového materiálu se uplatnila u intermediálních až kyselých členů řady. Výstup horké skvrny, patrně tedy vyvolal ztenčení litosféry a usnadnil výstup primárních magmat v této fázi vývoje riftu. Tyto procesy se později opakovaly zejména ve svrchním pliocénu, o čem svědčí podobná geochemie některých hornin v intervalu 16 – 10 mil. let.

## **9. Závěr**

Výsledkem geologického, petrografického a geochemického studia vulkanitů lomu DN Tušimice a jejich okolních hornin jsou následující závěry:

- 1) V severní části lomu DN Tušimice se nachází dvě vulkanická tělesa. Jedná se o efuze, jejichž lávové proudy vyplnily paleoúdolí tvořené krystalinikem Krušných hor a sedimenty křídly, pod vlastním výlevem je až několik metrů mocná poloha smíšených vulkanoklastik, která vznikla přeplavením starších produktů vulkanické činnosti na hřbetu krušnohorského krystalinika. Přítomnost polohy karbonatizovaného tufu s vermikulitizovaným biotitem dokládá, že i v průběhu výlevů bazaltických hornin docházelo k explozivní vulkanické činnosti.

- 2) Před počátkem sedimentace uhelné sloje byly vulkanity erodovány a nepůsobily na sloj a ani jí neprorážely. Z toho vyplývá existence delšího hiátu mezi výlevy a sedimentací mosteckého souvrství, zastoupeného na bázi holešických vrstvami.
- 3) Tělesa vulkanitů jsou silně zjílovělá v důsledku dlouhého pohřbení a působením miocenního subtropického humidního klimatu.
- 4) Petrograficko-geochemické studium prokázalo, že vulkanity náleží ke skupině Ti-bohatých bazaltických bezolivinických hornin s nefelínem v převaze nad plagioklasem, které mají stáří kolem 30 mil let a je možno je korelovat s obdobnými horninami zejména v krušnohorském křídle ramen riftu v okolí Loučné, ale přítomny jsou i v oblasti vlastního riftu, i když zde chybí novější kompletní data.
- 5) Geochemické parametry ukazují, že dvě studované horniny lze korelovat se skupinou Ti-bohatých bazaltických hornin zejména (melanefelinitů až tefritů), zatímco třetí má geochemickou afinitu k Ti chudším horninám. Složení obou typů vulkanitů ukazuje, že obě horniny vznikly z různého plášťového zdroje a představují taveniny, které prodělaly různým stupněm parciální anatexe proměnlivě metasomatizovaného pláště. Obě skupiny hornin vznikly přibližně současně v hlavní oligocenní fázi vývoje riftu.
- 6) Výstup plášťového diapiru usnadnilo ztenčení litosféry, vznik riftu a průnik magmat zejména v hlavní fázi vývoje oherského riftu v rozmezí od oligocénu do sp. miocénu.
- 7) Rozdílný charakter vulkanických sérií na jz. a sv. od předpokládaného jáchymovského zlomu ukazuje na jeho vliv na petrogenetické procesy v riftu samotném a jeho okolí.

## 10. Literatura

- ACKERMAN, L., MEDARIS, G., SPACEK, P. a ULRYCH, J. (2015): Geochemical and petrological constraints on mantle composition of the Ohře(Eger) rift, Bohemian Massif: peridotite xenoliths from the České Středohoří Volcanic complex and northern Bohemia. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 1957-1979.
- ACKERMAN, L., SPACEK, P., MAGNA, T., ULRYCH, J., SVOJTA, M., HEGNER, E. a BALOGH, K. (2016): Alkaline and Carbonate-rich Melt Metasomatism and Melting of Subcontinental Lithospheric Mantle: Evidence from Mantle Xenoliths, NE Bavaria, Bohemian Massif. *Journal of Petrology*, 54(12), 2597-2633.
- BOYNTON, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (eds) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, str. 63-114
- BRUS, Z., S. HURNÍK. (1984): Explosivní vulkanické struktury v severočeské hnědouhelné pánvi. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 29 (3), 255-269.
- CAJZ V., ADAMOVIČ J., MRLINA J., MACH K. (2004): Vulkanické centrum Českého středohoří, strukturní aspekty vývoje. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2004*, 26 – 30. Praha.
- CAJZ, V. (2004): Současný stav poznatků o ohřeckém riftu. *Essentia*, 33/2003.
- CAJZ, V., RAPPRIČH, V., ERBAN, V., PÉČSKAY, Z., RADOŇ, M. (2009): Late miocene volcanic activity in the České středohoří Mountains (Ohře/Eger Graben, northern Bohemia). *Geologica Carpathica*, 60, 6, 519 – 533.
- DÈZES, P. SCHMID SM., ZIEGLER PA. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389(1-2):1-33
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H. (1995): High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt. *EarthPlanet. Sci.Lett.*, 136, 149–165.
- HURNÍK, S. a HAVLENA, V. (1984): Krušné hory Mts. and the piedmont brown coal basins as a part of a neotectonic megafold structure. *Čas. Mineral. Geol.*, 29 (1): 55-67.
- HOLUB, F., RAPPRIČH, V., ERBAN, V., PÉČSKAY, Z., MLČOCH, B., MÍKOVÁ, J. (2010): Petrology and geochemistry of the Tertiary alkaline intrusive rocks at Doupov, Doupovské hory Volcanic Complex (NW Bohemian Massif). *Journal of Geosciences*, 55 3, 251 – 278.

- CHÁB, J., STRÁNÍK, Z. & ELIÁŠ, M. (2007): Geologická mapa České republiky 1: 500 000. Česká geologická služba, Praha.
- CHÁB, J. et al. (2010): Outline of the Geology of the Bohemian Massif: the Basement Rocks and their Carboniferous and Permian Cover. Czech Geological Survey, Prague.
- CHLUPÁČ, I. a P. ŠTORCH. (1992): Regionální dělení českého masivu na území České republiky. Čas. Mineral a geol., 37(4): 257-257.
- JANOŠEK, V., FARROW, C.M. a ERBAN, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology, 47(6), 1255-1259.
- KOPECKÝ A. (1989) Neotektonika severočeské hnědouhelné pánve a Krušných hor, Geologie, 44, 155-170.
- KOPECKÝ L. (1978): Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. – Sbor. geol. věd, řada G, 26, 91-107.
- KOPECKÝ, L. et al. 1990. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000 02-34 list Bilina. Ústř. úst. geol. Praha.
- KVAČEK, Z., DVOŘÁK, Z., MACH, K., SAKALA, J. (2004): Třetihorní rostliny severočeské hnědouhelné pánve. Granit, s.r.o., Praha, 160 pp.
- KRETZ, R., 1983. Symbol for rock-forming minerals. Amer. Mineral., 68, 277-279.
- LA MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P.A., SCHMIDT, R., SORESEN, H. a WOOLEY, A.R. (Editors), (2002): Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal Petrology, 27, 745-750.
- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., BIRCH, W.D., BURKE, E.A.J., FERRARIS, G., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., SCHUMACHER, J.C., STEPHENSON, N.C.N. and WHITTAKER, E.J.W. (2003): Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. Canadian Mineralogist, 41, 1355-1362.
- MALKOVSKÝ, M., BRUNNEROVÁ, Z., BŮŽEK, Č., ČADEK, J., ČADKOVÁ, Z., ČECH, F., ČUTA, J., DOMÁCÍ, L., ELZNIC, A., FEJFAR, O., GABRIEL, M., GABRIELOVÁ, N., HERCOGOVÁ, J., HOKR, Z., KAČURA, G., KODYMOVÁ, A., KOPECKÝ, L.,

- KRÁLÍK, F., KUREDOVÁ, J., LÍBALOVÁ, J., MALECHA, A., MANOVÁ, M., MAŠÍN, J., PLZÁK, V., RÁKOSOVÁ, M. ŘEHÁKOVÁ, Z., SCHOVÁNEK, P. SCHOVÁNKOVÁ, D., ŠALANSKÝ, K., ŠEBESTA, J., ŠMEJKAL, V., ŠRÁMEK, J., ŠTEMPROK, M., TÁSLER, R., TYRÁČEK, J., URAN, J. (1985): Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí. – Oblastní regionální geologie ČSR, Ústřední ústav geologický, Praha.
- PEARCE, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R S Thorpe (ed) Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley & Sons, Chichester, 525-548.
- PEARCE, J. A. (1996): A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In Wyman D A (ed) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79-113
- PEŠEK, J. ADÁMEK, J., BRZOBOHATÝ, R., BUBÍK, M., CÍCHA, I., DAŠKOVÁ, J., DOLÁKOVÁ, N., ELZNIC, A., FEJFAR, O., FRANCŮ, J., HLADILOVÁ, Š., HOLCOVÁ, K., HONĚK, J., HOŇKOVÁ, K., JURKOVÁ, Z., KRÁSNÝ, J., KREJČÍ, O., KVAČEK, J., KVAČEK, Z., MACŮREK, V., OPLUŠTIL, S., MIKULÁŠ, R., PÁLENSKÝ, P., ROJÍK, R., SKUPIEN, P. SPUDIL, J., SÝKOROVÁ, I., ŠIKULA, J., ŠVÁBENICKÁ, L., TEODORIS, V., TITL, F., TOMANOVÁ-PETROVÁ, P., ULRYCH, J. (2010): Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. Praha, ČGS.
- PIK, R., DENIEL, C., COULON, CH., YIRGU, G., HOFMANN, C., AYALEW, D. (1998): The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: classification and spatial distribution of magma types. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 81, 91–111.
- PIK, R., MARTY, B., HILTON, D.R. (2006): How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view. *Chem. Geol.*, 226, 100–114.
- RAJCHL, M., ULIČNÝ, D., GRYGAR, T., MACH, K. (2009): Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research*, 21, 269-294.
- RAJCHL, M., ULIČNÝ, D., MACH, K. (2008): Interplay between tectonics and compaction in a rift-margin, lacustrine delta system: Miocene of the Eger Graben. *Czech Republic: Sedimentology 2008*, 55, 1419–1447
- RAPPRICH V., RADOŇ M. (2003): Mladá maarová struktura na Podbořansku, *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2003*, 37 – 38.
- RAPPRICH, V. (2006): Rekonstrukce vulkanických procesů v okolí Kadaně. Praha: ČGS, ZGV 2006, 34 – 36.

- ROGERS, N., MACDONALD, R., FITTON, J.G., GEORGE, R., SMITH, M., BARREIRO, B. (2000): Two plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 387–400.
- SAKALA, J. RAPPRIICH, V., PÉCSKAY, Z. (2010): Fossil angiosperm wood and its host deposits from the periphery of a dominantly effusive ancient volcano (Doupovské hory Volcanic Complex, Oligocene-Lower Miocene, Czech Republic): systematics, volcanology, geochronology and taphonomy, *Bulletin of Geosciences*, 85 4, 617 – 629
- SKÁLA, R., ULRYCH, J., ACKERMAN, L., JELÍNEK, E., DOSTÁL, J., HEGNER, E. a ŘANDA, Z., (2014): Tertiary alkaline Roztoky Intrusive Complex, Ceske stredohori Mts., Czech Republic: petrogenetic characteristics. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1233-1262.
- THOMPSON, R. N. (1982): British Tertiary province. *Scott J Geol* 18, 49-107
- ULRYCH J., BALOGH K., (2000): Roztoky Intrusive Centre in the České středohoří Mts.: Differentiation, emplacement, distribution, orientation and age of dyke series. – *Geol. Carpath.*, 51, 6, 383-397.
- ULRYCH J., DOSTÁL J., ADAMOVIČ J., JELÍNEK E., ŠPAČEK, HEGNER E., BALOGH K. (2011) Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif, *Lithos*, 123, 133-144
- ULRYCH, J. (2000): Intruzivní centra neoidního vulkanismu v Českém masivu: petrologická, geochemická a mineralogická charakteristika. – MS Doktorská disertační práce, GLÚ AV ČR, Praha.
- ULRYCH, J. JELÍNEK, E., ŘANDA, Z., LLOYD, F., BALOGH, K., HEGNER, E., NOVÁK, J. (2010): Geochemical characteristics of the high- and low- Ti basaltic rocks from the uplifted shoulder of the Ohře (Eger) Rift, Western Bohemia. *Chemie der Erde*, 70, 19–333.
- ULRYCH, J. KRMÍČEK, L., TOMEK, Č., LLOYD, F., LADENBERGE, A., ACKERMAN, L., BALOGH, K. (2016): Petrogenesis of Miocene alkaline volcanic suites from western Bohemia: whole rock geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic signatures. *Chemie der Erde*, 76, 77–93.
- ULRYCH, J. ŠTĚPÁNKOVÁ, J., LLOYD, F., BALOGH, K. (2003): Coexisting miocene alkaline volcanic series associated with the Cheb-Domažlice graben (W Bohemia): geochemical characteristics. *Geologica Carpathica*, 54,1, 53 – 64.
- ULRYCH, J., E. PIVEC. (1997): Two contrasting alkaline volcanic series in north Bohemia. Praha: Geological Institute, Academy of Sciences of the Czech Republic, MAEGS–10 Section 1, 16

- ULRYCH, J., J. ŠTĚPÁNKOVÁ-SVOBODOVÁ. (2014): Cenozoic alkaline volcanic rocks with carbonate affinity in the Bohemian Massif: Their sources and magma generation. *Mineralia Slovaca*, 46, 45 – 58.
- ULRYCH, J., LLYOD, F.E., BALOGH, K., HEGNER, E., LANGROVÁ, A., LANG, M., NOVÁK, J.K., ŘANDA, Z. (2005): Petrogenesis of alkali pyroxenite and ijolite xenoliths from the Tertiary Loucna-Oberwiesenthal Volcanic Centre, Bohemian Massif in the light of new mineralogical, geochemical and isotopic data. *Neu. Jb. Mineral., Abh.* 182, 57–79.
- ULRYCH, J., PIVEC, E., LANG, M., BALOGH, K., KROPÁČEK, V. (1999): Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. *Magmatism and rift basin evolution*. – *Geolines*, 9, 123–129.
- WILSON, M., DOWNES, H. (1991): Tertiary–Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, 361, 729–753.
- WOOD, D. A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- ZÍMA, J. (1986): Závěrečná zpráva úkolu Libouš, surovina hnědé uhlí. *Geoindustria n.p.* Archiv OMG SD, a.s., Praha.

Nepublikované vrty z archivu Severočeských uhelných dolů

Archiv OMG, SD a.s., vrt AH248

Archiv OMG, SD a.s., vrt AH306

Archiv OMG, SD a.s., vrt CV150

Archiv OMG, SD a.s., vrt CV187

## 11. Přílohy

**Příloha I.** Řezy vulkanickými tělesy studované oblasti Doly Nástup Tušimice s legendou