



# GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

118



**GEOLOGICKÉ  
PRÁCE  
SPRÁVY 118**

**Vedecký redaktor**

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

**Členovia redakčnej rady**

RNDr. F. Bakoš, PhD., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. A. Klukanová, CSc., RNDr. M. Kohút, CSc., RNDr. J. Maglay, PhD., RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. M. Ondrášik, PhD., RNDr. A. Nagy, CSc., RNDr. P. Šiman, PhD.



**SPRÁVY**  
**118**



## OBSAH

<i>Bodiš, D., Bottlik, F., Čech, P., Fajčíková, K., Fordinál, K., Kordík, J., Malík, P. a Michalko, J.:</i> Konceptný model perneckej nádrže podzemnej vody z pohľadu distribúcie izotopov síry _____	7
<i>Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M.:</i> Paleovulkanická rekonštrukcia územia v juhovýchodnej časti pohoria Poľana _____	17





## Koncepčný model perneckej nádrže podzemnej vody z pohľadu distribúcie izotopov síry

DUŠAN BODIŠ\*, FRANTIŠEK BOTTLIK\*, PETER ČECH\*, KATARÍNA FAJČÍKOVÁ\*, KLEMENT FORDINÁL\*, JOZEF KORDÍK\*, PETER MALÍK\* a JURAJ MICHALKO\*

\*Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

*Abstrakt.* Obeh a genéza podzemnej vody v perneckej nádrži sa na základe vzťahov povrchovej a podzemnej vody a jej kvalitatívnych vlastností hodnotili už v minulosti. Vytvorený koncepčný model je v tomto príspevku prehodnotený na základe najnovších údajov o izotopovom a chemickom zložení vody, ktoré zohrávajú v koncepčnom modeli kľúčovú úlohu. Najvýznamnejším indikátorom v tomto procese je izotopové zloženie síry síranov v zrážkovej vode, výtoku zo štôlní a v prameňoch vo výverovej oblasti. Distribúcia izotopov síry jednoznačne potvrdila pôvodný koncepčný model. Naznačuje aj všeobecnejšie platnú zákonitosť o dominantnej úlohe sulfidickej síry perneckej nádrže, na rozdiel od síry zo sekundárnych sadrovcov v neogénnych sedimentoch ako zdroja síranov v podzemnej vode.

*Kľúčové slová:* obeh podzemnej vody, geochemia izotopov síry, zdroj síranov, chemické zloženie

*Abstract.* Formation and circulation of groundwater in the Pernek reservoir were evaluated coming out from relation of the surface water and groundwater and their qualitative characteristics previously. In this paper is existing conceptual model re-evaluated based on the last data about chemical and isotope composition of waters. The most important indicator in this process represents isotope composition of sulphatic sulphur of precipitation's water, ore main outflow water and groundwater of springs of the studied area. Distribution of sulphur isotopes clearly confirmed original conceptual model. As well suggests more generally valid regularity of dominant role of sulphid sulphur as source of sulphur in groundwater of Pernek reservoir contrary to the sulphur of secondary gypsum minerals in Neogene sediments.

*Key words:* Groudwater circulation, geochemistry of sulphur isotopes, source of sulphate, chemical composition

### Úvod

Pernecká nádrž je významný kolektor podzemnej vody kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Prvý komplexnejší hydrogeologický pohľad na Záhorskú nížinu podal Porubský (1958), ktorý na základe priaznivej hydrogeologickej stavby, technických možností využiteľnosti podzemnej vody a zhodnotenia jej kvality vyčlenil päť oblastí. Základný hydrogeologický výskum kvartérnych sedimentov urobil Kullman (1966, 1980). Územie v súlade s geologicko-tektonickou stavbou rozčlenil na jednotlivé nádrže podzemnej vody. Tie sa ďalej overili po hydrogeologickej stránke 26 prieskumnými vrtmi. Na základe výsledkov čerpacích skúšok, pomocou starších informácií a sporadických hydrologických meraní vyčíslil prognózne zásoby

podzemnej vody vyčlenených nádrží. Predstavovali spolu zhruba 1 100 – 1 200 l . s<sup>-1</sup> dynamických zásob podzemnej vody okrem nevyčíslených zásob zohorsko-marcheggskej nádrže. Najnovšie informácie z tejto oblasti, získané pri zostavovaní hydrogeologickej mapy Záhorskej (Borskej) nížiny v mierke 1 : 50 000, sú zhrnuté v prácach Marcina a Kullmana (1995) a Marcina et al. (1996).

Základnou hydrogeochemickou prácou v oblasti Záhorskej nížiny je hodnotenie genézy a obehu vody, ktoré urobil Gazda in Kullman (1966). Vychádza z hydrogeologického hodnotenia a charakterizuje jednotlivé celky vrátane neogénnych sedimentov. Bližšie sa zaoberá charakteristikou vyčlenených nádrží v zohorskej depresii. Hydrogeologický koncept dopĺňania a odvodňovania štruktúr potvrdzuje pomocou viacerých kritérií. Predpokladá, že prestup „malokarpatskej vody“ depresiou perneckej nádrže prebieha vo forme prúdov, ktoré sa zachovávajú na značné vzdialenosti. Túto koncepciu potvrdzuje na základe obsahu síranov vo vode z vrtu K-1, situovaného zhruba 1 km zsz. od Perneckého jazera, a tiež v línii bariérových prameňov na lábsko-plaveckom zlome (obr. 1). Ako ďalšie kritérium sa použil obsah gália v povrchovej vode a prameni Bezodné. Gazda (in Kullman, 1966) rovníkami miešania dokazuje podiel vody z viatych pieskov a malokarpatskej vody na tvorbe chemického zloženia bariérových prameňov.

Hlavnou ideou príspevku je poukázať na nové možnosti overenia vytvoreného kvantitatívneho a kvalitatívneho koncepčného modelu perneckej nádrže podzemnej vody na príklade hlavného prúdu smerujúceho od Perneka k prameňom Tančibok a Bezodné. Význam príspevku podčiarkuje aj existencia významnej mokrade v oblasti prameňa Bezodné. Mokrad' prameňa Bezodné, kde sa od roku 1964 chráni súbor fytoocenóz slatinného jelšového lesa a močiar-nych a vodných spoločenstiev ako jeden z posledných zvyškov pôvodných prírodných útvarov Záhoria, je jednou z najstarších prírodných rezervácií na Slovensku.

### Metodika

Východiskovým materiálom boli chemické a izotopové analýzy prírodnej vody odobranej v rámci riešenia projektu a rešeršných analýz. Chemické analýzy prírodnej vody (zimné zrážky, podzemná voda a výtok zo štôlnie) boli urobené v akreditovanom laboratóriu ŠGÚDŠ, GAL Spišská Nová Ves. Prehľad použitých analytických metód a medzi stanovenia je uvedený v tab. 1.

Tab. 1. Prehľad metód, ich detekčných limitov, intervalu spoľahlivosti pri koncentrácii desaťnásobku detekčných limitov a analytických prístrojov.

Tab. 1. Review of analytic methods, detection limits, confidence intervals at 10 time detection limits of analytical instruments.

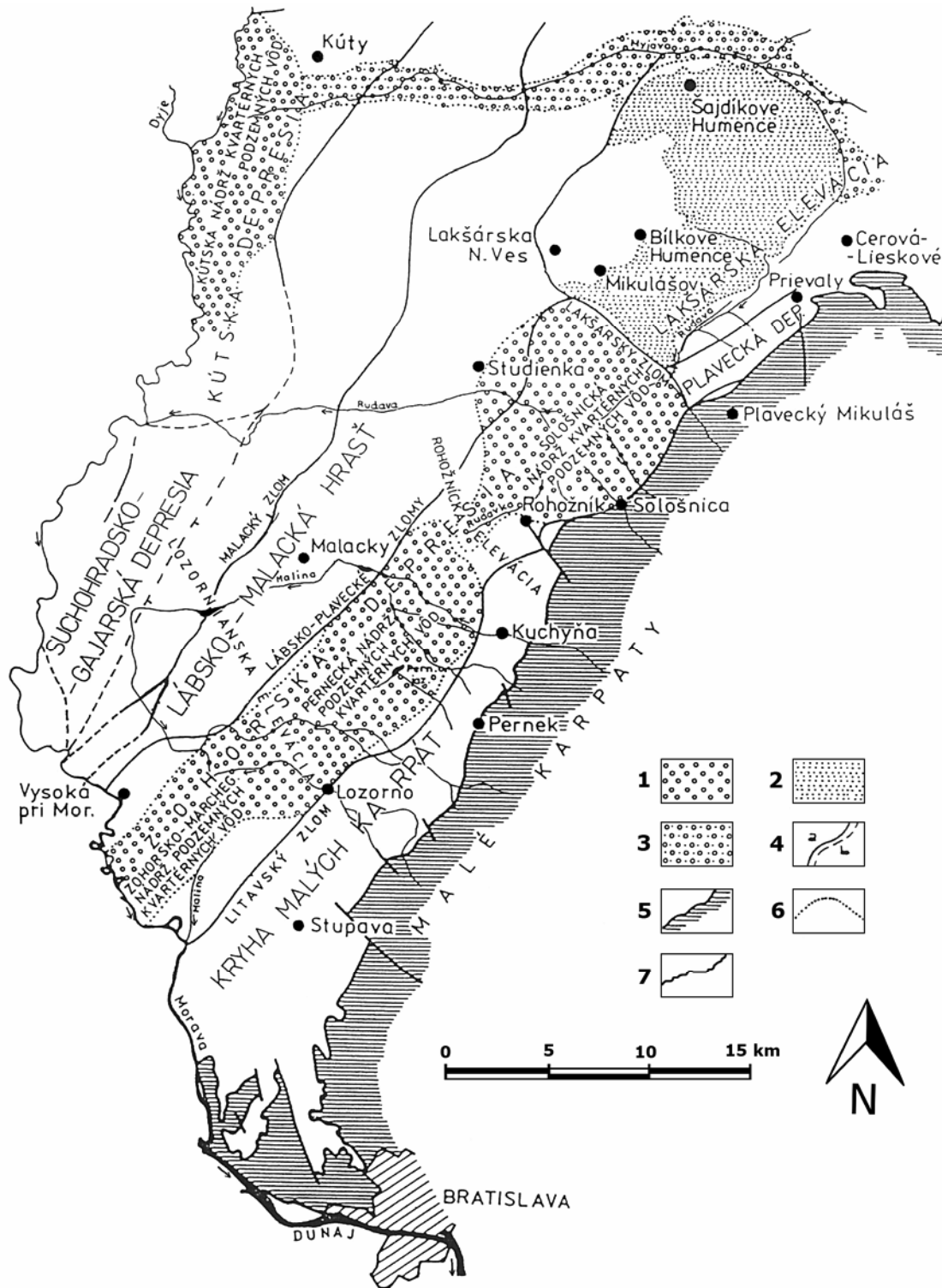
Prvok, zložka	Detekčný limit (DL) (mg · l <sup>-1</sup> )	Interval spoľahlivosti (mg · l <sup>-1</sup> )	Metóda	Špecifikácia prístroja
Na	0,1	± 0,2	AAS – F	Varian 1 200
K	0,1	± 0,2	AAS – F	Varian 1 200
Mg	1	± 0,5	ICP – OES	Liberty 200, Varian
Ca	1	± 0,75	ICP – OES	Liberty 200, Varian
SiO <sub>2</sub>	0,5	± 0,55	SPFM	Spekol 11, Carl Zeiss
NH <sub>4</sub>	0,05	± 0,02	SPFM	Spekol 11, Carl Zeiss
F	0,1	± 0,015	ISE	pX, OP 208/1Radelkis
Cl	0,1	± 0,3	T	pX, OP 208/1Radelkis
NO <sub>3</sub>	0,5	± 0,4	ITHP	ZKI 02, Labeco
SO <sub>4</sub>	0,3	± 0,5	ITHP	ZKI 02, Labeco
HCO <sub>3</sub>	0,1	± 2,1	T	–
PO <sub>4</sub>	0,05	± 0,01	SPFM	Spekol 11, Carl Zeiss
Fe	0,01	± 0,01	ICP – OES	Liberty 200, Varian
Mn	0,005	± 0,005	ICP – OES	Liberty 200, Varian
Cr	0,000 5	± 0,000 6	AAS – ETA	4 100 ZL, Perkin Elmer
Pb	0,001	± 0,001	AAS – ETA	4 100 ZL, Perkin Elmer
Cd	0,000 5	± 0,000 4	AAS – ETA	Spectr AA 300 s GTA, Perkin Elmer
As	0,001	± 0,000 5	AAS – MHS	Spectr AA 300 s GTA, Varian
Se	0,001	± 0,000 6	AAS – MHS	Spectr AA 300 s GTA, Varian
Cu	0,000 5	± 0,000 7	AAS – ETA	Spectr AA 300 s GTA, Varian
Al	0,01	± 0,01	ICP – OES	Liberty 200, Varian
Zn	0,001	± 0,002	AAS – F	Spectr AA 300 s GTA, Varian
Hg	0,000 2	± 0,000 2	AAS – CV	Varian 1475B s VGA-76
Sb	0,000 2	± 0,000 3	AAS – MHS	Spectr AA 300 s GTA, Varian
Ba	0,01	± 0,005	ICP – OES	Liberty 200, Varian
Li	0,002	± 0,002	ICP – OES	Liberty 200, Varian
Sr	0,01	± 0,005	ICP – OES	Liberty 200, Varian
CHSK <sub>Mn</sub>	0,08	± 0,1	T	–
agr. CO <sub>2</sub>	2,2	± 4,62	T	–

AAS – F = plameňová atómová absorpčná spektrofotometria; SPFM = spektrofotometria; AAS – ETA = atómová absorpčná spektrofotometria – elektrotermická atomizácia; ISE = ionoselektívne elektródy; AAS – CV = atómová absorpčná spektrofotometria – studená para; ITPH = izotachoforéza; AAS – MHS = atómová absorpčná spektrofotometria – metóda generovania hydridov; T = acidobázické titrácie.

Postup pri preparácii vzoriek vody na meranie stabilných izotopov síry zahŕňa zrážanie síranov rozpustených vo vode chloridom barnatým v kyslom prostredí (s prídavkom HCl). Vzniknutý síran barnatý sa po premytí a vysušení redukuje na sulfán v roztoku zloženom z kyseliny fosforenej, jodovodíka a kyseliny chlorovodíkovej pri teplote 20 °C (Harrison a Thode, 1957). Vznikajúci sulfán sa odvádza prúdom dusíka do ďalšej reakčnej nádoby, kde sa pohlcuje v roztoku octanu zinočnatého za vzniku ZnS (Grinenko et al., 1969). Získaný sulfid zinočnatý sa oxiduje na SO<sub>2</sub> vo vákuu pri teplote 700 °C pomocou CuO (Robinson a Kusakabe, 1975). Plyn je zatavený do sklenených ampúl a pripravený na meranie na hmotnostnom spektrometri. Izotopové pomery sú vyjadrené v ‰ pomocou konvenčnej δ-notácie (δ<sup>34</sup>S) oproti štandardu V-CDT s presnosťou vyššou ako 1 ‰.

### Koncepčný model obehu podzemnej vody v skúmanej oblasti

Tektonické pohyby v terciéri a kvartéri v podloží Viedenskej panvy podmienili vznik sústavy krýh s rôznou výškou poklesu. Na povrchu sú kryhy zarovnané v dôsledku erózie reliéfu, ale v podloží dosahujú rozdiely vo výške poklesu neogénnych krýh podložia až niekoľko sto metrov. Jedným z poklesnutých tektonických celkov je zohorská depresia, ktorej priebeh je zhruba rovnobežný s Malými Karpatmi. V priečnom smere je rozdelená na niekoľko čiastkových krýh s rôznou výškou podložia. Zohorská depresia je na SZ oddelená systémom lábskych zlomov od lakšársko-lábskej elevácie s vysoko vyzdvihnutým neogénnym podložíom tvoreným sedimentmi karpátu (obr. 1).



Obr. 1. Schematická mapa tektonických celkov južnej časti Záhorskej nížiny s vyznačením hydrogeologicky významných oblastí kvartérnej podzemnej vody (podľa Marcina a Kullmana, 1995).

Vysvetlivky: 1 – kvartérne nádrže podzemnej vody; 2 – komplex viatych pieskov lakšárskej elevácie; 3 – aluviálne náplavy rieky Myjava; 4 – hranice jednotlivých neogénnych tektonických celkov, totožné s hlavnými tektonickými líniami: a) overené, b) predpokladané; 5 – okraj Malých Karpát; 6 – ohraničenie významných oblastí kvartérnej podzemnej vody; 7 – vodné toky.

Fig. 1. Schematic map of tectonic units of southern part of Záhorská nížina lowland with indication of hydrogeologically important Quaternary groundwater areas.

Expalanations: 1 – Quaternary reservoirs of groundwater; 2 – complex of Lakšárska elevation blown sands; 3 – aluvial sediments of Myjava river; 4 – borders of particular Neogene units – identical with main tectonic lines: a) verified, b) expected; 5 – Malé Karpaty Mts. Margin; 6 – borders of important areas of Quaternary groudwater; 7 – streams.

Kvartérne sedimenty, prevažne viate piesky, tu dosahujú hrúbku 10 až 20 m. Jeden z tektonických blokov v zohorskej depresii predstavuje čiastková pernecká depresia. Zaberá plochu zhruba 70 km<sup>2</sup> a je vyplnená mohutným súvrstvom deluviálno-proluviálnych a eolických sedimentov, ktoré majú hrúbku až 120 m. Z východnej strany do depresie sedimentoval materiál z Malých Karpát vo forme proluviálnych kužeľov. Zo západu sa depresia väčšinou vyplňala eolickými sedimentmi. Z hydrogeologického hľadiska tento útvar tvorí perneckú nádrž podzemnej vody.

Lokalita Bezodné sa nachádza severne od obce Plavecký Štvrtok. Tvorí ju zníženie medzi pieskovými dunami, v ktorej vyvierajú viaceré pramene vytvárajúce slatinné rašelinisko s jazierkom. Prameň Tančibok sa nachádza na SV od obce Plavecký Štvrtok v časti Slanisko v sv. výbežku rybníka Tančibok. Na geologickej stavbe územia tejto lokality sa podieľajú neogénne sedimenty, ktoré sú zložené zo sedimentov čárskeho súvrstvia vrchnopanónskeho veku. Sedimenty tohto súvrstvia reprezentujú svetlozelenosivé a svetlosivozelené vápnité íly, v ktorých sú polohy tmavosivých, miestami uhoľných ílov a lignitov. V súvrství sa zistili aj vrstvy hrubozrnných pieskov s rozptýlenými obliakmi štrku do 1,5 cm (Mořkovský, 1956). V nadloží čárskeho súvrstvia sú fluviálne strednopleistocénne terasové usadeniny rieky Moravy, ktoré sa v oblasti prameňa Tančibok stýkajú s proluviálnymi sedimentmi zasahujúcimi na toto územie z Malých Karpát. Sedimenty terasy sú pokryté hrubými návejmi eolických pieskov tzv. *centrálneho pásma* (Hromádka, 1935), ktoré na svahu prechádzajú do deluviálno-fluviálnych piesčitých až hlinito-piesčitých splachov. Povrch terasy sa pohybuje v relatívnej výške 20–25 m a jej báza je vo výške 17–20 m nad nivou Moravy. Akumulácia dosahuje hrúbku od 0,5 až do 7 m (Maglay in Fordinál et al., 2009).

Podzemná voda sa do perneckej nádrže s plochou zhruba 70 km<sup>2</sup> dopĺňa jednak infiltráciou z malokarpatských tokov cez náplavové kužele, jednak priamym prestupom podzemnej vody z Malých Karpát do kvartérnych sedimentov nádrže a tiež infiltráciou vlastnej zrážkovej vody. Špecifické je odvodňovanie dynamických zásob podzemnej vody. Tie sa odvodňujú skrytým prestupom do povrchových tokov, najmä však v bariérových prameňoch, ktoré vystupujú v línii na bariére lábsko-lakšárskej elevácie po lábskych zlomoch. Tieto pramene celkovo privádzajú na povrch 120 až 230 l · s<sup>-1</sup> vody (Kullman, 1980; Marcin a Kullman, 1995). Prameň Bezodné mal (podľa údajov SHMÚ) v rokoch 1971 až 2009 priemernú výdatnosť 40,8 l · s<sup>-1</sup>, s maximom 75,8 l · s<sup>-1</sup> (14. 11. 1979) a minimom 17,4 l · s<sup>-1</sup> (19. 11. 2003). V prípade prameňa Tančibok pri expedičnom meraní 4. 8. 1994 Marcin a Kullman (1995) uvádzajú výdatnosť 43 l · s<sup>-1</sup>, teplotu vody 17,8 °C a mernú elektrickú vodivosť 282 μS · cm<sup>-1</sup>. V prípade prameňa Bezodné zodpovedajúce hodnoty boli 22,16 l · s<sup>-1</sup>, 19,1 °C a 256 μS · cm<sup>-1</sup>.

Spojitosť medzi povrchovým tokom Perneckého potoka a prameňmi Tančibok a Bezodné sa potvrdila hydrogeochemickým sledovaním vysokého obsahu síranov a bola indikovaná na základe spektrálnej analýzy obsahu stopových prvkov (Gazda in Kullman, 1965). Pri hodnotení chemického zloženia povrchových tokov (Močiarka, Kuchynská Malina, Pernecká Malina a prítok Perneckého jazera) ostro vynikal prítok Perneckého jazera s významným

podielom kalciovo-síranovej zložky. Gazda (in Kullman, 1965) predpokladal, že táto anomália sa viaže na zónu kryštalických bridlíc pezinsko-perneckého kryštalínika. Zaujímavé pri tom je, že uvedený tok je v Perneku tvorený sútokom dvoch menších tokov, Michalovho potoka a Kostolného potoka. Práve druhý z nich vykazuje anomalne vysoký obsah síranov a tým aj rozhodujúci vplyv na výsledné chemické zloženie prítoku Perneckého jazera.

Prestup „malokarpatskej vody“ depresiou podľa Gazdu (in Kullman, 1965) sa pravdepodobne uskutočňuje vo forme diskretných prúdových segmentov, zachovávajúcich sa na značné vzdialenosti. Tento názor potvrdzuje zvýšený obsah síranov (okolo 90 mg · l<sup>-1</sup> – zistené maximum v perneckej nádrži) vo vode z vrtu K-1, situovaného zhruba 1 km zsz. od Perneckého jazera, do ktorého vyúsťuje spomenutý tok. Stopy tohto prúdu možno identifikovať aj v chemickom zložení pramennej línie, ktorá sa nachádza v sz. tektonickom ohraničení perneckej nádrže, najmä v pramennej skupine Tančibok. Gazda (in Kullman, 1965) sa na základe priemerných hodnôt vybraných ukazovateľov chemického zloženia podzemnej vody viatych pieskov a malokarpatskej vody pokúsil stanoviť jej pomer miešania. Priemernému chemickému zloženiu bariérových prameňov lábskej línie najviac vyhovoval pomer vody viatych pieskov a malokarpatskej vody 2 : 1.

## Výsledky a diskusia

Hlavnou myšlienkou príspevku bolo prijať alebo zamietnuť koncepciu tvorby podzemnej vody bariérových prameňov Bezodné a Tančibok tak, ako ju predstavil Gazda (in Kullman, 1966). Je zrejmé, že tvorba chemického zloženia podzemnej vody prameňov Bezodné a Tančibok sa odvíja z dvoch dominantných zdrojov. Iničiálnou vodou oboch zdrojov je zrážková voda a rozdiel je iba v tom, akými procesmi prebieha jej mineralizácia. V prvom prípade je to v hlavnej miere interakciami s eolickými pieskami (hlavným zvodnencom perneckej nádrže) a v druhom prípade s minerálnou asociáciou kryštalínika Malých Karpát vrátane proluviálnych sedimentov. Interakcie v druhom prípade majú svoje špecifikum v obsahu pomerne vysokého množstva pyritu, ktorý vytvára až zrudnené polohy. Pyrit je kľúčový minerál, ktorý v najväčšej miere ovplyvňuje výsledné chemické zloženie podzemnej vody kryštalínika v oblasti povodí Perneckého a Kostolného potoka. Hlavný produkt oxidačnej degradácie pyritu – sírany – zároveň predstavujú veľmi dobrý indikačný a stopovací nástroj na objasnenie pôvodu a tvorby bariérových prameňov.

Pri definovaní charakteru chemického zloženia zrážkovej vody bolo zdrojovou informáciou pozorovanie zmien chemického zloženia snehovej pokrývky za roky 1976 až 2009 (Klukanová et al., 2011). V monitorovacej sieti kvality snehovej pokrývky je celkovo 44 stálych odberových miest. Za 33-ročné obdobie pozorovania to v celku reprezentuje 1 366 chemických analýz snehových roztokov. Jedným z odberových miest, ktoré svojou pozíciou najviac vyhovuje študovaniu tejto problematiky, je lokalita pezinská Baba.

Základná charakteristika chemického zloženia snehových roztokov v uvedenej lokalite je dokumentovaná v tab. 2. Popisné štatistické parametre indikujú pomerne

nízke hodnoty pH snehových roztokov, ako aj nízku hodnotu celkovej mineralizácie. Zrážková voda, ktorá vstupuje do interakcie s horninovým prostredím, je pomerne agresívna a procesy prebiehajú pomerne intenzívne. Samozrejme, tak ako v prípade prostredia kryštalinika aj viatych pieskov, ide o inaktívne prostredia. Výsledkom toho sú nízke hodnoty celkovej mineralizácie. Z hľadiska variability zloženia snehovej pokrývky tab. 2 dokumentuje jej veľ-

ké zmeny v čase. Relatívne vysokú maximálnu hodnotu mineralizácie (až 162,8 mg . l<sup>-1</sup>) pravdepodobne spôsobujú emisie z cementárne v Rohožníku, ktoré v prípade prevládajúcich smerov prúdenia vzduchových hmôt ovplyvňujú kvalitu snehu na tejto lokalite. Dokumentuje to aj maximálna hodnota pH v tab. 2, ktorá sa práve viaže na odber so zvýšenou mineralizáciou, zrejme spôsobenou alkalicými úletmi.

Tab. 2. Charakteristika kvality snehovej pokrývky, lokalita pezinská Baba (1976 – 2009).  
Tab. 2. Characteristics of snow quality at Pezinská Baba (1976 – 2009).

	Priemer	Medián	Minimum	Maximum	Kvartilové rozpätie	Sm. odch.
pH	4,61	4,48	3,76	7,95	0,59	0,76
Na	0,46	0,28	0,05	1,59	0,32	0,42
K	0,26	0,16	0,02	1,62	0,12	0,31
Mg	0,22	0,14	0,02	1,20	0,16	0,22
Ca	1,73	0,72	0,12	13,40	1,49	2,62
NH <sub>4</sub>	2,68	1,40	0,01	23,20	2,34	4,33
Cl	2,02	1,25	0,10	8,30	2,35	1,87
NO <sub>3</sub>	5,02	3,85	0,38	30,60	3,37	5,36
SO <sub>4</sub>	9,36	6,48	0,75	78,63	6,78	14,07
Mineralizacia	23,81	17,65	3,88	162,78	16,90	29,15

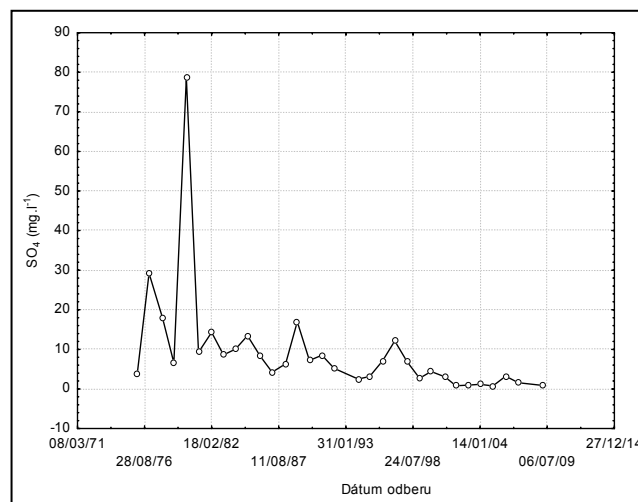
Poznámka: všetky údaje okrem pH sú vyjadrené v mg . l<sup>-1</sup>.  
Notice: all data except pH in mg . l<sup>-1</sup>.

Zmeny kvality snehovej pokrývky na lokalite pezinská Baba na príklade obsahu síranov, ktoré v konceptnom modeli hrajú významnú úlohu, sú znázornené na obr. 2. Zaujímavý je celkový trend znižovania obsahu síranov v snehovej pokrývke, ktorý je možné pripísať opatreniam na znižovanie emisií SO<sub>x</sub> a NO<sub>x</sub> vyplývajúcim z medzinárodných dohovorov.

Charakter rozdelenia obsahu síranov znázorňuje obr. 3. Je zrejme, že rozdelenie nie je normálneho typu, ale skôr sa približuje k lognormálnemu, resp. s anomálnymi hodnotami obsahu (zrejme tiež vplyv úletov z cementárne v Rohožníku) až k bimodálnemu.

Na základe uvedených poznatkov je možné urobiť záver, že podiel síranov zo zrážkovej vody, ktoré vstupujú do podzemnej vody, môže reálne predstavovať koncentráciu 6 – 9 mg . l<sup>-1</sup>.

Pri vypracúvaní konceptného modelu je významné aj poznanie izotopového zloženia síranov v zrážkach, ktoré vzhľadom na pôvod zrážok je odlišné od ostatných zdrojov. Izotopové zloženie síry v zrážkach reprezentuje vzorka zo snehového profilu z pezinskej Baby odobraná 21. 2. 1996 (Malík et al., 2000). Sneh v sezóne 1995 – 1996 tvoril trvalú snehovú pokrývku od decembra do marca, minimálne ovplyvnenú epizódami oteplenia. Z tohto hľadiska vzorka reprezentuje prakticky kompletne zimné zrážky za dané obdobie. Vzorka je aj súčasťou systematického pozorovania chemického zloženia zimnej pokrývky (Klukanová et al., 2011). Autori (Malík et al., 2000) uvádzajú, že morská zložka je v zrážke zastúpená v rozsahu 0,7 až 4,14 %. Koncentrácia síranov vo vzorke dosahuje 7,1 mg . l<sup>-1</sup>, pričom izotopové zloženie síry reprezentuje hodnota  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = -7,10 \text{ ‰}$  (tab. 5). Na základe zrážok s uvedeným obsahom izotopov síranovej síry sa dá následne charakterizovať aj genéza síranov v podzemnej vode z prameňa Rybníček. Ide o typický príklad tzv. fónovej síry (síry po-

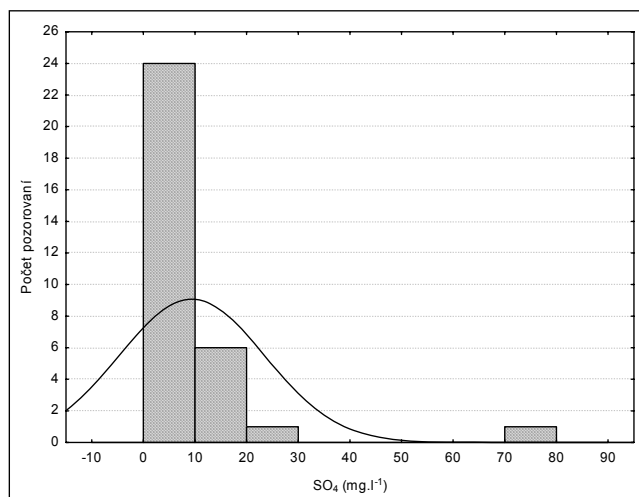


Obr. 2. Priebeh koncentrácie síranov v snehovej pokrývke, lokalita pezinská Baba.

Fig. 2. Changes of snow sulphate, Pezinská Baba.

zadia atmosféry), ako ju uvádzajú Malík a Michalko (2002). Ide o podzemnú vodu viazanú na horninové prostredie bez minerálov obsahujúcich síru. Obsah síranov v podzemnej vode je nízky a prakticky zodpovedá ich koncentrácii v zrážkovej vode. Podobne izotopové zloženie síry je blízke jej izotopovému zloženiu v zrážkach (tab. 5).

Ako už bolo uvedené, druhým zdrojom síranov v podzemnej vode bariérových prameňov Bezodné a Tančibok je oxidačná degradácia sulfidov. Na príklade výtoku zo štôlne Ryhová s priemernou výdatnosťou 11 l . s<sup>-1</sup> (tab. 3) je možné dokumentovať podzemnú vodu masívu kryštalinika Malých Karpát, ovplyvnenú výskytom zrudnených polôh. Podzemná voda má charakteristicky zvýšený obsah síranov (až 230 mg . l<sup>-1</sup>) a mierne kyslý charakter pri netypicky vy-



Obr. 3. Histogram rozdelenia obsahu síranov v snehovej pokrývke.  
Fig. 3. Histogram of distribution of snow sulphate.

sokej hodnote celkovej mineralizácie (okolo 424 mg . l<sup>-1</sup>). Tú oproti typickej vode kryštalinika jadrových pohorí Západných Karpát (mineralizácia prostredia granitov a kryštalických bridlic okolo 100 mg . l<sup>-1</sup>; Rapant et al., 1996) spôsobuje najmä zvýšený obsah síranov, vápnika a sodíka.

Pri overovaní koncepčného modelu je podstatné to, že toto prostredie je dostatočným zdrojom síranov pre podzemnú vodu prameňov perneckej nádrže.

Na overenie reálneho zdroja síranov prichádzajú do úvahy rôzne varianty. Zdrojom síry v podzemnej vode študovanej oblasti sú minerály prítomné v okolitom horninovom prostredí. Síra sa v nich viaže v sulfidickej aj sulfatickej forme, a to v ložiskách sulfidov kryštalinika Malých Karpát a rozptýlená v horninovom masíve. Vo forme sulfátu sa vyskytuje v neogénnych sedimentoch Viedenskej panvy. V poslednom spomenutom horninovom prostredí je pomerne hojne prítomný sadrovec aj pyrit. Na základe poznatkov Kantora (1974) a Kantora et al. (1982) je zrejma dominantná úloha izotopicky ľahkej síry viazanej v oboch formách, ako to dokumentujú tab. 4 a tab. 5, zostavené na základe uvedených prác a údajov z archívu oddelenia izotopovej geológie ŠGÚDŠ.

Izotopové zloženie síry (tab. 4) rôznych sulfidov (n = 49) z mnohých banských diel v oblasti obce Pernek sa pohybuje v rozmedzí  $\delta^{34}\text{S} = -20,1\text{‰}$  až  $\delta^{34}\text{S} = -4,8\text{‰}$ . Priemerná hodnota izotopového zloženia je  $\delta^{34}\text{S} = -10,0\text{‰}$ . V oblasti Pezinka je izotopové zloženie síry dokumentované na 70 sulfidoch a pohybuje sa od  $\delta^{34}\text{S} = -21,6\text{‰}$  do  $\delta^{34}\text{S} = -1,0\text{‰}$ , s priemernou hodnotou izotopového zloženia  $\delta^{34}\text{S} = -11,5\text{‰}$ .

Sedimentárne prostredie neogénu Viedenskej panvy (tab. 4) charakterizujú údaje, ktoré zistili Kantor et al. (1982) z 25 vzoriek sadrovca a 10 vzoriek pyritu z tehelní v Devínskej Novej Vsi a Stupave. Izotopové zloženie síry sa v prípade pyritov pohybuje od extrémne ochudobnenej vzorky s  $\delta^{34}\text{S} = -46,1\text{‰}$  po hodnotu  $\delta^{34}\text{S} = -6,6\text{‰}$ , s priemerom  $\delta^{34}\text{S} = -19,7\text{‰}$ . Pri sadrovcoch sa zistili hodnoty v rozsahu  $\delta^{34}\text{S} = -31,5\text{‰}$  až  $\delta^{34}\text{S} = -13,0\text{‰}$ , s priemerom  $\delta^{34}\text{S} = -24,2\text{‰}$ .

Síra s takýmto vysokým zastúpením ľahkého izotopu má zrejme biologický pôvod, formovala sa pravdepodobne v dôsledku pôsobenia baktérií. Pôsobením baktérií vysvet-

ľuje Kantor (1974) pôvod rozhodujúceho podielu síry participujúcej na formovaní sulfidov ložísk aj neogénnej sedimentárnej výplne panvy. Podobne Kantor et al. (1982) považujú účasť síry biogénneho pôvodu na formovaní sadrovcov z tehelní v Devínskej Novej Vsi a Stupave za nepochybnú, a tak pri nich vylučujú sedimentárny talasogénny pôvod. Túto skutočnosť dokladajú aj údajmi o izotopovom zložení kyslíka síranu. Na základe poznatkov o izotopovom zložení kyslíka a vodíka autori (l. c.) odvodzujú od súčasnej vody zrážkového pôvodu aj kryštalickú vodu sadrovca.

Na základe uvedenej izotopovej charakteristiky možno povedať, že sadrovce, ktoré sa nachádzajú v neogénnych sedimentoch Viedenskej panvy, vznikli chemickou cestou. Kyselina sírová, produkt oxidačnej degradácie sulfidov, atakovala prítomné karbonáty za vzniku sadrovca. Tento poznatok má regionálny charakter a vo vzťahu k riešeniu kvalitatívneho koncepčného modelu perneckej nádrže je zásadný. Prakticky potvrdzuje, že sírany v podzemnej vode perneckej nádrže pochádzajú z kryštalinika Malých Karpát a proluviálnych sedimentov, ktoré obsahujú znosový materiál z prostredia kryštalinika.

Koncový člen koncepčného modelu, pramene Bezodné a Tančibok, sú podľa hydrogeochemických kritérií podobné (tab. 6). Najväčší rozdiel, hoci mu nemožno pripisovať veľký geochemický význam, je medzi iónmi sodíka, síranu a hydrogenuhličitanov.

Podzemná voda prameňov vykazuje veľmi dobré kvalitatívne charakteristiky z hľadiska použitých ukazovateľov a predstavuje v danej oblasti významný zdroj vody.

Na porovnanie termodynamického stavu procesov interakcií hornina – voda sa vypočítali indexy nasýtenia vzťahujúce sa na počiatkový (Ryhová štôlna) a konečný (prameň Tančibok) člen koncepčného modelu (tab. 7). Výsledky ukazujú, že prakticky všetky uvažované fázy sa podobajú. Posledný stĺpec v tab. 7 poukazuje na rozdiely, ktoré sú najmä v tom, že goethit a hematit pri výtoku zo štôlny sú presýtené a pravdepodobne sa budú z vody vylučovať vo forme okrov. Je možné to pozorovať aj v prípade prevažnej väčšiny podobných zdrojov v oblasti Perneka.

Ostatné minerálne fázy naznačujú, že hlavné formovanie chemického zloženia vody prebieha v podmienkach kryštalinika a v kolektore eolických pieskov perneckej nádrže sa už dotvára iba v minimálnej miere.

Ak zosumarizujeme uvedené informácie, existujúci kvalitatívny koncepčný model je možné overiť pomocou modelovania procesov miešania a interakcie iniciálnych členov vývojového radu. Je zrejme, že tými členmi sú:

- zrážková voda,
- podzemná voda masívu kryštalinika povodia Perneckého a Kostolného potoka s výskytom pyritového zrudnenia a priľahlé proluviálne sedimenty.

Najvýznamnejším dôkazom tejto koncepcie je izotopové zloženie síranov tak v zrážkovej, ako aj v podzemnej vode výtokov zo štôlny a prameňov Bezodné a Tančibok.

Pri verifikácii koncepčného modelu bol aplikovaný program PHREEQC (Parkhurst a Appelo, 1999). V prvej fáze sa simulovalo jednoduché miešanie počiatkových členov. Výsledky tejto simulácie sú v tab. 8. Najvýznamnejší je poznatok, že pri zmiešaní vody z Ryhovej štôlny so zrážkovou vodou v pomere 1 : 4 dostaneme takmer rovna-

Tab. 3. Chemické zloženie podzemnej vody z Ryhovej štôľne.

Tab. 3. Chemical composition of outflow from Ryhová štôľňa tunnel.

Lokalita	pH	Na	K	Ca	Mg	NH <sub>4</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
Ryhová štôľňa	6,56	12	0,81	88,9	17,7	0,09	12,9	230	1,78	59,2	22,39

Poznámka: všetky údaje okrem pH sú vyjadrené v mg . l<sup>-1</sup>.Notice: all data except pH in mg . l<sup>-1</sup>.Tab. 4. Izotopové zloženie síry ( $\delta^{34}\text{S}$ ) v mineráloch (údaje spracované podľa Kantora, 1974, Kantora et al., 1982, a údajov z archívu oddelenia izotopovej geológie ŠGÚDŠ).

Tab. 4. Isotope composition of minerals sulphur (data from Kantor, 1974, Kantor et al., 1982, and archive data of Department of Isotope Geology of ŠGÚDŠ).

$\delta^{34}\text{S}$ [‰] TDS					
Minerál	n	Min.	Max.	Medián	Priemer
Pernek					
Antimonit	14	-10,7	-5,1	-6,9	-7,0
Berthierit	3	-12,2	-8,4	-8,5	-9,7
Galenit	1	-4,8	-4,8	-4,8	-4,8
Gudmundit	2	-7,9	-6,8	-7,4	-7,4
Pyrotín	4	-17,0	-16,1	-16,6	-16,6
Pyrit	20	-20,1	-9,0	-14,1	-13,8
Sfalerit	5	-5,1	-2,3	-3,3	-3,4
Barit	3	20,0	20,1	20,1	20,1
Sulfidy spolu	49	-20,1	-4,8	-9,2	-10,3
Pezinok a Cajla					
Antimonit	11	-6,5	-2,1	-3,3	-3,8
Aarzenopyrit	4	-6,0	-1,0	-2,1	-2,8
Berthierit	3	-10,9	-9,2	-9,9	-10,0
Gudmundit	3	-13,5	-6,0	-8,0	-9,2
Pyrotín	3	-20,7	-18,8	-20,3	-19,9
Pyrit	45	-21,6	-1,9	-15,6	-14,1
Sfalerit	1	-2,8	-2,8	-2,8	-2,8
Sulfidy spolu	70	-21,6	-1,0	-12,2	-11,5
Ryhová štôľňa	1	-17,4	-17,4	-17,4	-17,4
hlinisko tehelne Stupava					
Pyrit	4	-24,6	-6,6	-10,0	-12,8
Sadrovec	20	-31,5	-13,0	-23,5	-23,4
hlinisko tehelne Devínska Nová Ves					
Pyrit	6	-46,1	-14,0	-21,9	-24,3
Sadrovec	5	-28,9	-26,1	-27,7	-27,6

Tab. 5. Izotopové zloženie síry vo vode rôznych genetických typov (\*Malík et al., 2000; \*\*Bajtoš et al., 2011).

Tab. 5. Isotope composition of sulfur from water of various genetic types (\*Malík et al., 2000; \*\*Bajtoš et al., 2011).

Lokalita	Objekt	Dátum odberu	SO <sub>4</sub> [mg . l <sup>-1</sup> ]	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ [‰] CDT
Pezinská Baba *	sneh	21. 2. 1996	7,10	5,9
Pezinok **	Ryhová štôľňa	23. 6. 2010	230,0	-18,0
Pezinok	Rybničiek	24. 5. 2010	14,7	4,4
Plavecký Štvrtok	Tančibok	24. 5. 2010	47,9	-4,3
Plavecký Štvrtok	Bezodné	24. 5. 2010	59,2	-5,2
Stupava pri ceste	vrt	24. 5. 2010	12,8	9,2
DNV	Jalšovec	24. 5. 2010	221,0	-5,3

Tab. 6. Základné hydrogeochemické parametre prameňov Bezodné a Tančibok.  
 Tab. 6. Basic hydrogeochemic parameters of groundwater of springs Bezodné and Tančibok.

Lokalita	pH	Na	K	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Cl	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Min.	SiO <sub>2</sub>
Bezodné	7,05	11,8	0,85	0,05	38,1	6,53	12,6	9,92	70,2	59,2	231	21,8
Tančibok	6,9	4,32	0,75	0,05	37,8	6,45	2,2	7,79	82,4	47,9	213	22,9

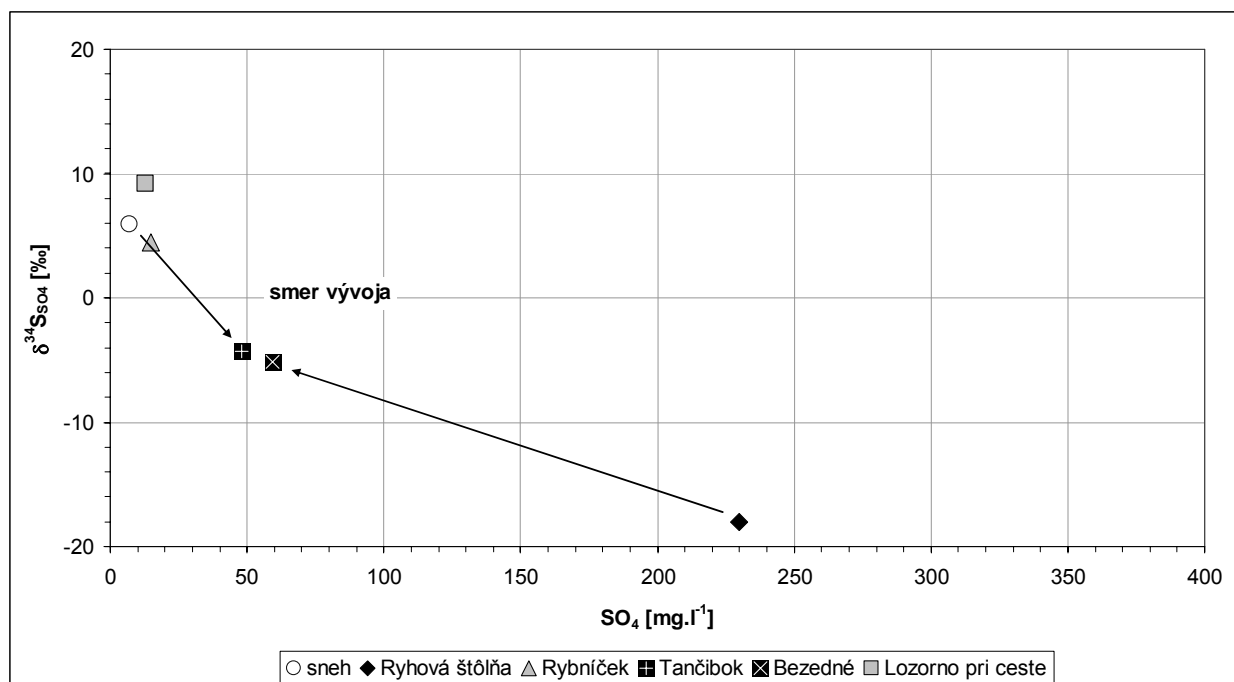
Poznámka: všetky údaje okrem pH sú vyjadrené v mg . l<sup>-1</sup>.  
 Notice: all data except pH in mg . l<sup>-1</sup>.

Tab. 7. Indexy nasýtenia pravdepodobných minerálnych fáz (Bezodné, Ryhová štôľňa).  
 Tab. 7. Saturation index of supposed mineral phases (sources Bezodné, Ryhová štôľňa).

	Bezodné	Ryhová štôľňa	Ryhová štôľňa*
Fáza	SI	SI	SI
Aragonit	-1,29	-1,61	
Anhydrit	-2,35	-1,56	
Kalcit	-1,14	-1,46	
Dolomit	-1,74	-2,32	
Gibbsit	2,00	1,78	
Goethit	-0,46		5,06
Hematit	0,01		11,06
Illit	5,73	5,20	
Kaolinit	6,17	5,98	
Montmorillonit-Ca	5,64	5,47	
Montmorillonit-K	5,08	4,85	
Montmorillonit-Mg	5,64	5,48	
Montmorillonit-Na	5,15	4,92	
Kremeň	0,79	0,92	

Tab. 8. Výsledky modelovania.  
 Tab. 8. Results of modeling.

Lokalita	pH	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>
Po zmiešaní	5,4	3,67	0,06	20,07	3,82	5,53	72,41	57,44
Interakcia	6,2	3,67	0,6	40,1	3,82	5,53	82,58	57,44



Obr. 4. Formovanie izotopového zloženia síry síranu vo vode z prameňov Tančibok a Bezodné.  
 Fig. 4. Formation of isotope composition of sulphatic sulphur in water of springs Tančibok and Bezodné.



ké chemické zloženie, ako má voda z prameňov Bezodné a Tančibok (tab. 6 a 8).

Aj po simulovanom jednoduchom zmiešaní počiatkových členov však ostáva rozdiel v obsahu vápnika. Jeho zdroj je ťažké hľadať tak v prostredí kryštalinika, ako aj v eolických pieskoch. Aby bol konceptný model optimálny, na overenie potrebného množstva vápnika sa ďalej modelovala interakcia vody po reakcii s kalcitom do rovnovážneho stavu. Výsledkom modelovania bolo množstvo kalcitu 1,5 mg ( $\text{CaCO}_3$ ) na 1 liter tejto vody. Po interakcii bolo chemické zloženie výslednej vody podobné vode z prameňa Bezodné (tab. 8). Pri hľadaní zdroja kalcitu za najpravdepodobnejšiu možnosť považujeme to, že podzemná voda prestupujúca z kryštalinika sa dostáva do kontaktu s neogénnymi vápencami, ktoré boli identifikované na kontakte pohoria so Záhorskou nížinou v Perneku (K. Fordinál, ústna informácia).

Simulovaný konceptný model sa overil aj na základe izotopov síranovej síry (obr. 4). Východiskové členy predstavuje zrážková voda (sneh) na pezinskej Babe a voda vytekajúca z Ryhovej štôlne v Pezinku. Naznačené vetvy vývoja veľmi dobre zodpovedajú modelovanému zloženiu finálnej vody z prameňov Bezodné a Tančibok (obr. 4).

## Záver

Na základe najnovších chemických a izotopových analýz prírodnej vody, simuláciou pomocou modelu PHREEQC, sa overil kvalitatívny konceptný model genézy podzemnej vody pernekej nádrže. Overenie potvrdilo pôvodný konceptný model Gazdu (in Kullman, 1966). Hlavná tvorba chemického zloženia podzemnej vody pernekej nádrže prebieha pri miešaní podzemnej vody z prostredia kryštalinika povodia Perneckého a Kostolného potoka a vody eolických pieskov, ktoré vďaka inaktívnemu prostrediu možno charakterizovať zrážkovou vodou. Pre podzemnú vodu kryštalinika je typický zvýšený obsah síranov, ktoré vznikajú oxidačnou degradáciou pyritu, hojne prítomného v masíve kryštalinika, ako aj v prolúviálnych sedimentoch v rozptýlenej forme aj v podobe pyritového zrudnenia. Produktom interakcií tohto prostredia na príklade výtoku zo štôlne Ryhová je 230 mg  $\cdot$  l<sup>-1</sup> síranov s izotopovým zložením  $\delta^{34}\text{S} = -18,0\%$ . Podzemná voda eolických pieskov by samostatne bola podobná zrážkovej vode s obsahom síranov okolo 9 mg  $\cdot$  l<sup>-1</sup> a izotopovým zložením  $\delta^{34}\text{S} = 5,9\%$ . Pri modelovom zmiešaní podzemnej vody z Ryhovej štôlne a zrážkovej vody v pomere 1 : 4 sa výsledná voda už veľmi podobá vode z koncových členov modelu, prameňov Bezodné a Tančibok (pozri tab. 6 a 8). V tomto pomere je v súlade aj izotopové zloženie síranovej síry vo vode z dvoch zmiešavacích vetiev (obr. 4) s výsledným izotopovým zložením  $\delta^{34}\text{S} = -4,3\%$ , resp.  $-5,2\%$ . Konceptný model dopĺňa simulovaná interakcia s kalcitom, ktorá vysvetľuje zvýšený obsah vápnika v modelovanej výslednej podzemnej vode z prameňov. Pri hľadaní zdroja kalcitu najpravdepodobnejšia je možnosť, že prestupujúca podzemná voda z kryštalinika sa dostáva do kontaktu s neogénnymi vápencami, ktoré boli identifikované na kontakte pohoria so Záhorskou nížinou v Perneku (K. Fordinál, ústna informácia).

Výsledný kvalitatívny konceptný model predstavuje významný príspevok najmä k ochrane podzemnej vody

pernekej nádrže ako významného vodohospodárskeho zdroja Záhorskej nížiny. Po zvážení havarijných scenárov je potenciálne možné navrhnúť túto oblasť ako strategicky významný zdroj podzemnej vody určenej na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou.

## PodĎakovanie

Tento článok vznikol vďaka podpore v rámci operačného programu *Výskum a vývoj* pre projekt *Ekotechnológia vyhľadania a hodnotenia náhradných zdrojov pitných podzemných vôd, pilotné územie BSK, ITMS: 26240220003*. Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja. Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku. Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ.

## Literatúra

- Bajtoš, P., Cicmanová, S., Baláž, P., Stupák, J., Pramuka, S., Michalko, J. a Šesták, P., 2011: Banské vody Slovenska vo vzťahu k horninovému prostrediu a ložiskám nerastných surovín. Zverejnená správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 115 s.
- Gazda, S., 1966: Hydrogeochemia kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. In: Kullman, E., 1966: Základný hydrogeologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 167 s.
- Grinenko, V. A., Grinenko, L. N. a Zagražskaja, G. D., 1969: Kinetičeskij izotopnyj efekt pri vysokotemperaturnom vostanovleniji sul'fatov. Geochimija, 4.
- Harrison, A. G. a Thode, H. G., 1957: The kinetic isotope effects in the chemical reduction of sulphate. Trans. Faraday Soc., 53, 12, 1 648 – 1 651.
- Hromádka, J., 1935: Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje. Sbor. Slov. vlast. Múz, 4, 14 – 31.
- Kantor, J., 1974: Sulphur isotopes of the stratiform pyrite deposit Turecký vrch and stibnite deposits Pezinok in the Malé Karpaty Mts. crystalline, Czechoslovakia. Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 2, 311 – 334.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K., Rybár, M., Garaj, M., Ferenčíková, E. a Hašková, A., 1982: Genetická charakteristika evaporitov Západných Karpát podľa izotopov síry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.
- Klukanová, A., Iglárová, E., Wagner, P., Hrašna, M., Cipciar, A., Frankovská, J., Bajtoš, P., Smolárová, H., Gluch, A., Vlčko, J., Bodiš, D. a Ondrášik M., 2011: Čiastkový monitorovací systém – geologické faktory. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 824 s.
- Kullman, E., 1980: Hydrogeológia kvartéru a najvyšších častí neogénu Záhorskej nížiny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2, 7 – 125.
- Malík, P., Michalko, J., Rapant, S. a Scherer, S., 2000: Izotopy síry v zimných zrážkach na území Slovenska. Podzemná voda, VI, 2, 174 – 184.
- Marcin, D. a Kullman, E., 1995: Vysvetlivky ku hydrogeologickej mape južnej časti Záhorskej (Borskej) nížiny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 101 s.

- Marcin, D., Kullman, E., Bodiš, D., Kordík, J. a Zakovič, M., 1996: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa južnej časti Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 101 s.
- Mořkovský, M., 1956: Závěrečná zpráva strukturálního průzkumu oblasti Láb, pokleslá kra – Vysoká – Zohor – Lozorno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
- Parkhurst, D. L. a Appelo, C. A. J., 1999: User's guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259, 310 s.
- Rapant, S., Vrana, K., Bodiš, D., Doboš, V., Hanzel, V., Kordík, J., Repčoková, Z., Slaninka, I. a Zvara, I., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť I – Podzemné vody. Bratislava, GS SR, 127 s.
- Robinson, B. W. a Kusakabe, M., 1975: Quantitative preparation of sulfur dioxide, for  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Anal. Chem.*, 47, 1 179 – 1 181.

## Summary

Based on the latest chemical and isotopic analyses of natural waters, qualitative conceptual model of formation of groundwater in Pernek reservoir (fig. 1) was verified via simulation by PHREEQC model. In general, verification confirmed original conceptual model formulated by Gazda (in Kullman et al., 1966). Based on this, it is possible to understand the substantial part of formation of chemical composition of the Pernek reservoir groundwater as mixing of groundwater from two sources: (a) from crystalline of Pernek and Kostolný streams watersheds and (b) groundwater from eolian sands. Due to chemically practically inactive environment, chemical composition of groundwater from

eolian sands is nearly the same as that of precipitation water. For groundwater circulating in crystalline aquifers, elevated content of sulphates formed via pyrite degradation (due to its oxidation) is typical. Pyrite is abundant in crystalline massif in diffused form (also in proluvial sediments), as well as pyrite mineralization. Outflow from Ryhová štôlna adit (Pezinok antimonite mine) with  $230 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  of sulphate (tab. 3) and isotope composition of sulphur  $\delta^{34}\text{S} = -18,0 \text{ ‰}$  (tab. 5) represents a typical product of groundwater interaction with crystalline rock environment. Groundwater circulating in eolian sands alone would have sulphate content about  $9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (tab. 2), with sulphur isotope composition  $\delta^{34}\text{S} = 5,9 \text{ ‰}$  (tab. 5) – similar to precipitation water. Mixing model of Ryhová štôlna adit water and precipitation water in ratio 1 : 4 results in water chemical composition very similar to groundwater of Tančibok and Bezodné springs – end-member of the model mixing (see tabs. 6 and 8). Isotope composition of sulphur of water of both mixed sources (fig. 4) is in compliance with the resulting water sulphur isotope composition ( $\delta^{34}\text{S} = -4,3 \text{ ‰}$ , resp.  $-5,2 \text{ ‰}$ ) at this mixing ratio. To explain the higher calcium content in the modelled final spring water, the conceptual model was supplemented by simulated interaction with calcite. The most probable source of calcite may represent Neogene limestones recently identified (Fordinál, personal communication) at the contact of Malé Karpaty mountain range with the Záhorská nížina plain. Possibly here, in the area of Pernek municipality, groundwater leaving the crystalline mountain range is getting in touch with these limestones.

The resulting qualitative conceptual model represents significant contribution to the protection of groundwater of the Pernek reservoir – the important water management area of the Záhorská nížina plain. After consideration of emergency scenario, it is possible to suggest this area as strategically important source for public drinking water supply.

# Paleovulkanická rekonštrukcia územia v juhovýchodnej časti pohoria Poľana

*Paleovolcanic reconstruction of areas in the southeastern part of the Poľana mountain*

LADISLAV ŠIMON, VIERA KOLLÁROVÁ a MONIKA KOVÁČIKOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

**Abstrakt.** Práca sa zaoberá štúdiom neogénnych vulkanitov v juv. časti pohoria Poľana. Cieľom bolo analyzovať vulkanické procesy a vývoj stavby a charakterizovať paleovulkanické prostredie. Na základe vulkanologického výskumu založeného na geologickom terénnom profilovaní, litofaciálnej analýzy, litologicko-petrografickej analýzy, petrologicko-mineralogického výskumu a geochemického výskumu sme v študovanom území vyčlenili 3 vulkanické formácie, 19 vulkanických facií a 6 typov vulkanických produktov. Vulkanické formácie reprezentujú formácia Šútovka, Strelníky a Poľana. Vulkanické faciie reprezentujú extrúzia andezitu, lávové prúdy andezitov, pemzové tufy, redeponované tufy, epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, pyroklastické prúdy, autochtónne pyroklastiká, redeponované pyroklastiká, epiklastické vulkanické horniny, lávové prúdy Kalamárka, Poľana, Konce a Brusniansky grúň, chaotické brekcie pyroklastických prúdov, redeponované pemzové tufy a redeponované tufy, redeponované pyroklastiká s redeponovanými hyaloklastitmi, epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty, epiklastické vulkanické konglomeráty a epiklastické vulkanické pieskovce. Vulkanické produkty reprezentujú lávové prúdy, vulkanický dóm, uloženiny pyroklastických prúdov, napadaných pyroklastík, redeponovaných pyroklastík a epiklastických vulkanických hornín. Vulkanický vývoj produktov Poľany bol zaznamenaný v období vrchný bádén až stredný sarmat. Vulkanická stavba je zložitá, závislá od charakteru zlomovej tektoniky. Vulkanické produkty sa uložili v bádene v okolí vulkanického dómu formácie Šútovka. Vulkanické produkty v sarmate sa uložili v prechodnej vulkanickej zóne formácie Poľana a sú uložené synchronne s vulkanitmi formácie Strelníky. Vulkanické erupcie formujúce oblasť majú charakter suchozemského vulkanizmu, ale zaznamenali sme aj prvky hydrovulkanizmu. Študované územie sa geologicky významne zmenilo. Časť vulkanitov bola denudovaná. Geologický proces prebiehal v terestrickom a sčasti subakvatickom prostredí v symbióze vulkanizmu s tektonikou.

**Kľúčové slová:** paleovulkanická rekonštrukcia, vulkanické formácie, formácia Poľana, formácia Strelníky, formácia Šútovka, vulkanické erupcie, vulkanické faciie, lávové prúdy, pyroklastiká, epiklastiká

**Abstract.** The aim of this work was to analyze the evolution of volcanic processes and structures and to characterize paleovolcanic environment of Baden-Sarmatian volcanic rocks in the strato-volcano Poľana. Based on volcanological research based on the geological terrain profiling, facial analysis, lithological and petrographic analyzes, petrological, mineralogical and geochemical research, research in the study area was set aside three volcanic formations, volcanic facies 19 and 6 types of volcanic products. Volcanic formations represent Šútovka formation, Strelníky for-

mation and Poľana formation. Volcanic facies represent andesite extrusion, andesite lava flows, tuff, pumice tuff, pyroclastic flows, pyroclastic redeposited with hyaloclastites, epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones.

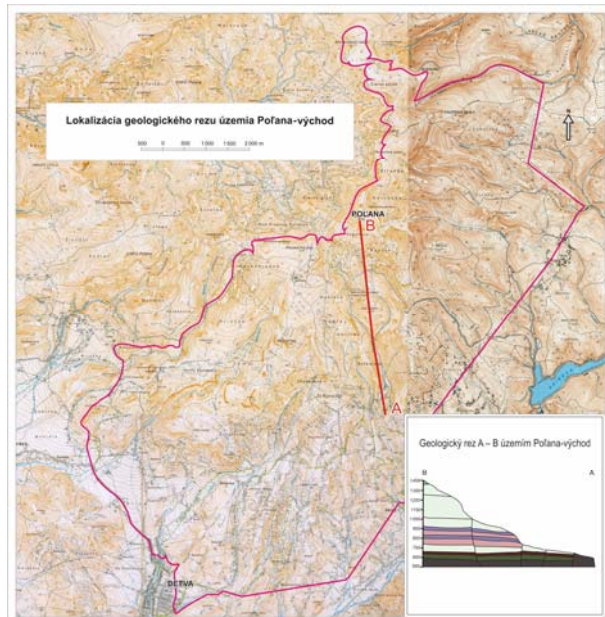
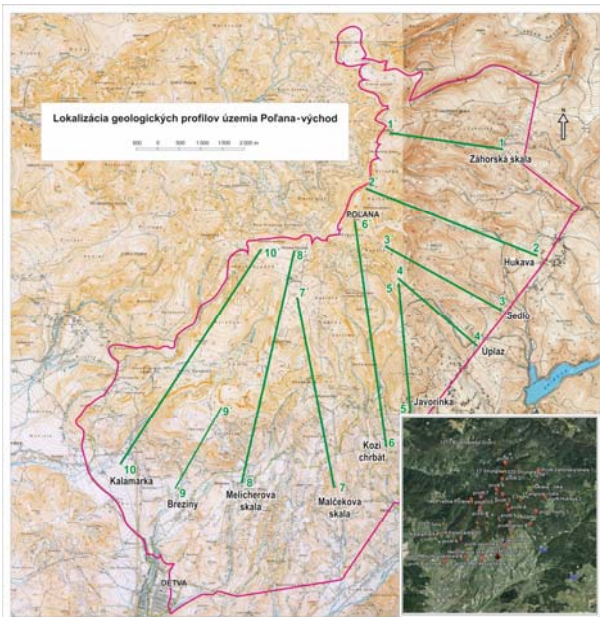
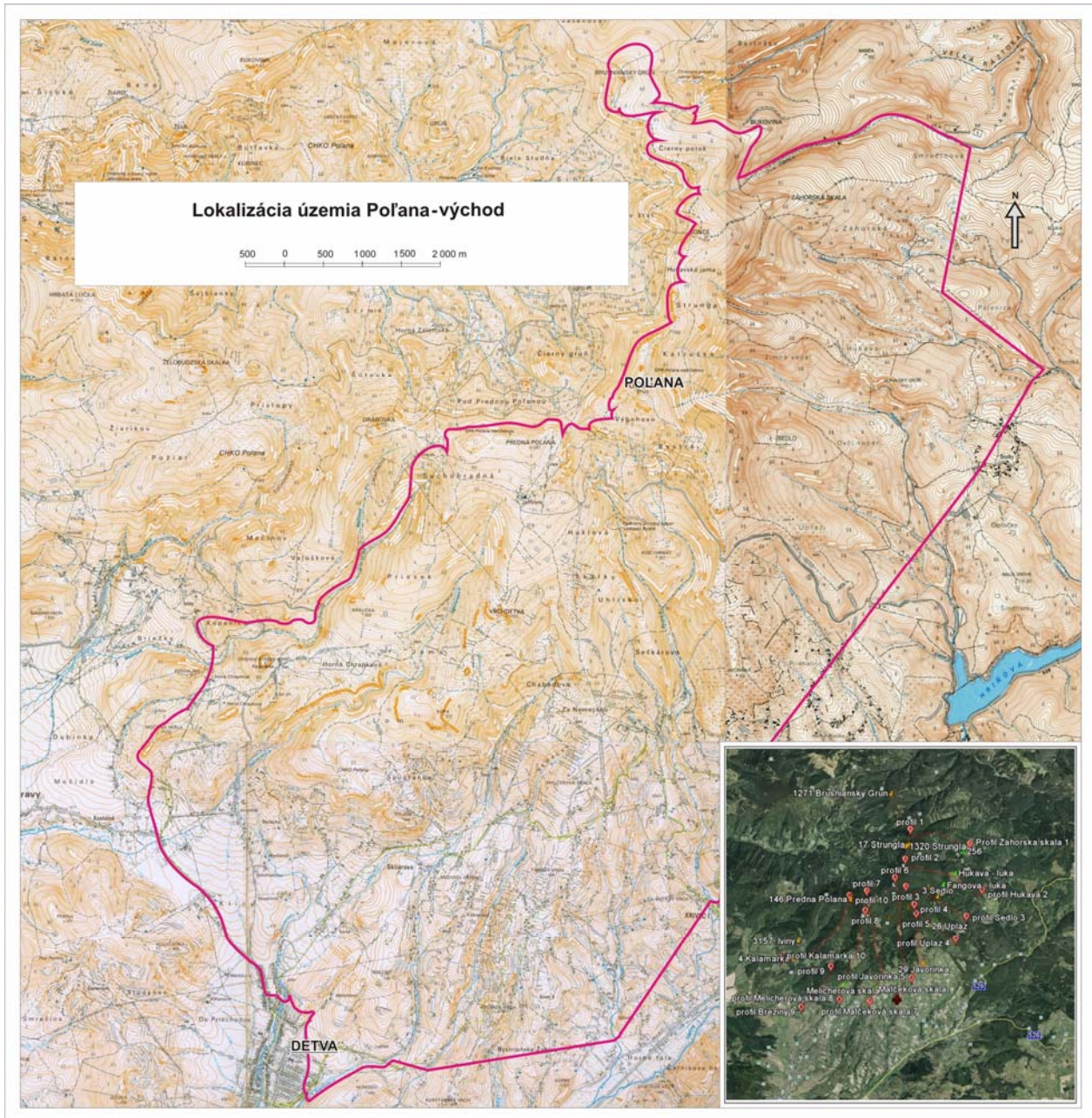
**Key words:** paleovolcanic reconstruction, volcanic formations, Poľana formation, Strelníky formation, Šútovka formation, volcanic eruptions, volcanic facies, lava flows, pyroclastic rocks, epiclastic rocks

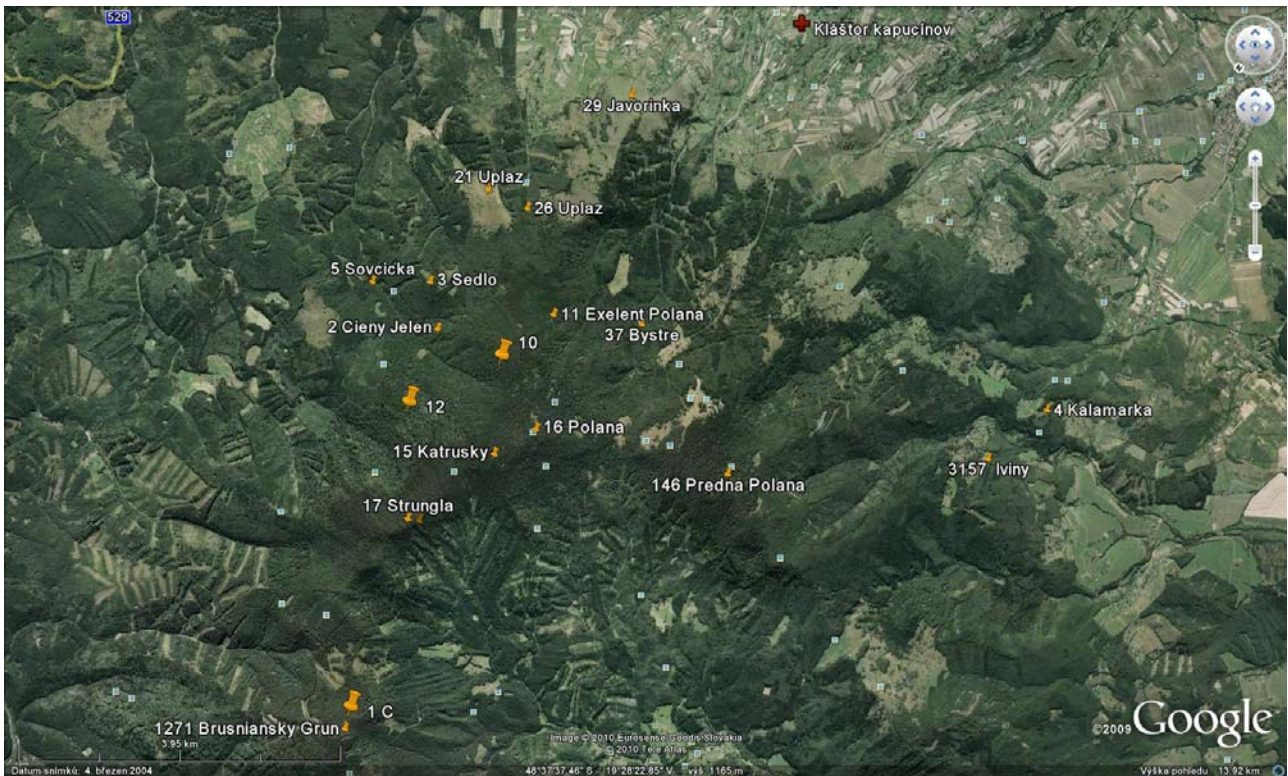
## ÚVOD

V rámci projektu *Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky* sa riešila téma s označením T-03/06: *Geologické profilovanie a paleovulkanická rekonštrukcia sarmatsko-bádenskej stavby vulkánu Poľana-východ*. Úloha sa skončila oponentúrou čiastkovej záverečnej správy s rovnomenným názvom autorov Šimon, Kollárová a Kováčiková (2010). V tomto článku publikujeme výsledky tejto čiastkovej záverečnej práce (Šimon et al., 2010). Hlavným riešiteľom projektu bol vulkanológ RNDr. Ladislav Šimon, PhD. Na projekte spolupracovali v oblasti petrológie a mineralógie Mgr. Viera Kollárová, PhD., a v oblasti geochemie RNDr. Monika Kováčiková. Študované územie je lokalizované v priestore Detva – Hriňová – Snohy – k. 1 271 Brusniansky grúň – k. 1 458 Poľana – Kostolná – Detva.

## Metodika práce

Územie je zobrazené na geologickej mape Poľany v mierke 1 : 25 000 s plochou viac ako 70 km<sup>2</sup> a zakreslené na častiach listov 36-411, 36-412 a 36-413. Tri mapovacie terénne sezóny do roku 2009 boli zamerané na geologické mapovanie a geologické profilovanie. Využili sa moderné metodiky vulkanologickej analýzy a litofaciálnej analýzy spolu s priestorovou 3D orientáciou *Google Earth*, čo je novým prínosom do štúdia vulkanitov. Počas štúdia v teréne sa zaznamenalo 535 významných dokumentačných bodov (Šimon et al., 2010). Kvôli komplexnému pochopeniu vulkanickej stavby sa 8 vzoriek odobralo na chemické analýzy. Na podrobnú litologickú, litofaciálnu, petrografickú, petrologickú, mineralogickú a geochemickú analýzu sme odobrali 16 vzoriek.





Lokalizácia študovaných vzoriek územia Poľana-východ

Výbrusový materiál zo 16 vzoriek sa preštudoval v optickom mikroskope JENAPOL a zároveň sa z nich vyhotovila podrobná fotografická dokumentácia pomocou digitálneho fotoaparátu Olympus Camedia C5060 v ŠGÚDŠ v Bratislave. Prínosom bola možnosť štúdia vzoriek v elektrónovom mikroanalýzátore CAMECA SX 100 v laboratóriu ŠGÚDŠ v Bratislave. Tento prístroj umožnil snímání fotografií vzoriek tvorených spätne rozptýlenými elektrónmi pri veľkom zväčšení. Umožnilo to študovať detaily vzoriek, nepostrehnuteľné alebo ťažko rozlíšiteľné v optickom mikroskope. Všetky fototabuľky sa nachádzajú v práci Šimona et al. (2010), ich výber je vo fotografickej prílohe. Vďaka tomuto prístroju správa prináša prvý a pomerne rozsiahly súbor elektrónových mikroanalýz (tabuľky CHZ 1 – 7 in Šimon et al., 2010), ktoré umožňujú charakterizovať chemické zloženie a jeho variabilitu v jednotlivých minerálnych fázach. Na základe týchto chemických analýz sa zostavili diagramy jednotlivých minerálov (plagioklas, klinopyroxén, ortopyroxén, amfibol). Pri analyzovaní minerálov sa použilo urýchľovacie napätie 15 kV a merací prúd 20 nA. Analyzované prvky, ich merané spektrálne čiary a použité štandardy: Si  $K\alpha$  wollastonit; Ti  $K\alpha$  –  $TiO_2$ ; Al  $K\alpha$  –  $Al_2O_3$ ; Cr  $K\alpha$  – Cr; Fe  $K\alpha$  – fayalit; Mn  $K\alpha$  – rodonit; Mg  $K\alpha$  – forsterit; Ca  $K\alpha$  – wollastonit; Ni  $K\alpha$  – Ni; Sr  $L\alpha$  –  $SrTiO_3$ ; Na  $K\alpha$  – albit;  $K\alpha$  – ortoklas. Vzorky na celohorninové chemické analýzy sa spracúvali v geoanalytických laboratóriách ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi.

### Prehľad starších geologických výskumov

Študované územie podľa regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988) zaraďujeme do oblasti stredoslovenských neovulkanitov (10A). Strato-

vulkan Poľana (10AF) je svojou východnou časťou naložený na kryštalinikum kráľovohoľskej zóny (5C).

Podrobný prehľad geologických výskumov a prác zo študovaného územia je spracovaný v odbornej práci Dublana et al. (1997).

Za významné práce z oblasti pohoria Poľana považujeme priekopnícku prácu M. Kopeckého z roku 1955. Kopecký (1955) prvýkrát opísal charakter lávových prúdov a položil základ vulkanologického štúdia na Poľane.

Húsenica (1958) sa inšpiroval prácami Kopeckého a rozpracoval charakteristiku lávových prúdov v pohorí Poľana a ďalej rozvíjal geologické štúdiá na Poľane.

Dublán (1981) vo svojej práci rozpracoval petrografické charakteristiky vulkanitov a posunul poznanie o geologickej stavbe pohoria Poľana. Dublán et al. (1997) zostavili základnú geologickú mapu Poľany v mierke 1 : 50 000 a vysvetlivky k nej, kde opísali vulkanity Poľany a geológiu priľahlého územia. Dublán (in Dublán et al., 1997) opísal v študovanom území formácie Abčina, Veľká Detva, Strelníky a Šútočka.

Poznanie neovulkanitov Slovenska vrátane poznania vulkanitov Poľany zásadne posunuli Konečný et al. (1978), Konečný a Lexa (1979, 1984), Konečný, Lexa a Planderová (1983), Konečný, Lexa, Šimon a Dublán (2001) a Konečný, Lexa a Šimon (2003).

Konečný et al. (1978) uviedli nový model morfoštruktúry podložja neovulkanitov, ktorý je vo svojej podstate platný do súčasnosti. Konečný a Lexa (1979) v rámci syntézy geologickej mapy v mierke 1 : 100 000 predložili štruktúrno-geologickú schému stredoslovenských neovulkanitov aj s pohorím Poľana, ktorá predstavuje základný pilier pochopenia neovulkanitov Slovenska.

Konečný, Lexa a Planderová (1983) definovali nové litostratigrafické jednotky neovulkanitov stredného Slo-

venska a vytvorili základný systém, ktorý sa v tomto smere rozvíja dodnes.

Konečný, Lexa, Šimon a Dublan (2001) a Konečný, Lexa a Šimon (2003) opísali vývoj a charakter vulkanizmu a charakter vzťahu sedimentačných bazénov k vulkanizmu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

Šimon (in Bezák et al., 2009) navrhol nové litostratigrafické členenie. Formácie Abčína a Veľká Detva, ktoré vyčlenil Dublan, zjednotil do formácie Poľana a v rámci nej rozlíšil lávové prúdy, pyroklastiká Hrochotskej doliny, epiklastiká Hukavského grúňa a vulkanoklastiká Zolnej.

Šimon et al. (2010) urobili podrobný litologický, petrografický, petrologický a geochemický výskum územia Poľana-východ.

## VÝSLEDKY ŠTÚDIA

### Prehľad hlavných litostratigrafických jednotiek a facií na študovanom území

V študovanom území (obr. 1m; podrobnejšie Geologická mapa Poľany-východ, Šimon et al., 2010) sme opísali kvartérne sedimenty (1 – 4), vulkanity formácie Poľana (5 – 13) (obr. 1), vulkanity formácie Strelníky (14 – 17) a vulkanity formácie Šútovka (18 – 22), ktoré sú v nadloží nečleneného kryštalinika (23). Uvedené čísla sa zhodujú s číslami na citovanej mape.

#### Nečlenené kryštalinikum (23)

Nečlenené kryštalinikum vystupuje v úzkom páse na východnom okraji študovaného územia. Je situované v podloží vulkanického komplexu. Ide o sukcesiu granitoidných a metamorfovaných hornín. Nečlenený súbor reprezentuje granity, ruly, pararuly a amfibolity. Podrobnejšia geologická charakteristika kryštalinika je v práci Bezáka et al. (1999).

#### Neovulkanity – bádén: formácia Šútovka

Formáciu v študovanej oblasti reprezentuje sukcesia facií vulkanoklastických hornín. Sú prevrstvené s lávovým prúdom pyroxénických andezitov a extrúziou vulkanického dómu pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom.

#### Vulkanoklastické horniny

##### Epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty (22)

Epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty sa vyskytujú severne od samoty Kostolná (Detva). Vrstvy epiklastických vulkanických hornín sú hrubé do 25 m. Sú uložené v sukcesii s redeponovanými pyroklastikami, lávovým prúdom a pemzovými tufmi.

##### Redeponované pyroklastiká (21)

Redeponované pyroklastiká sa vyskytujú severne od samoty Kostolná. Sú uložené v podloží lávového prúdu pyroxénického andezitu a tvoria s ním jednu sukcesiu spoločne s pemzovými tufmi a epiklastickými vulkanickými horninami.

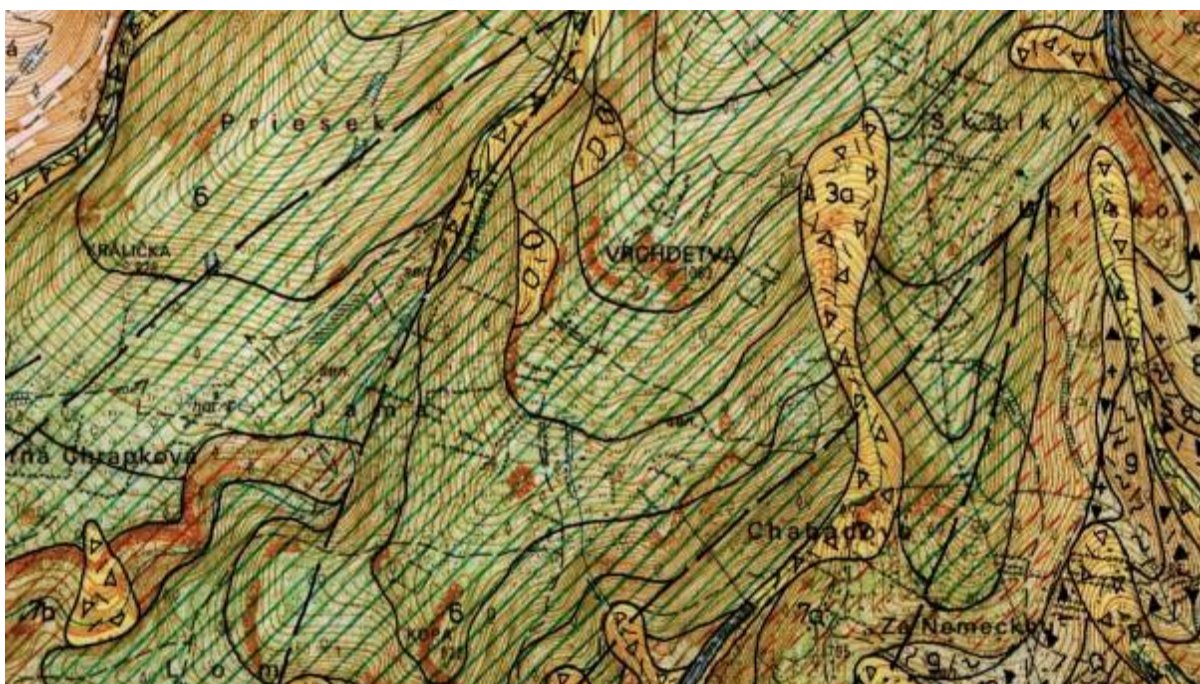
##### Pemzové tufy (20)

Pemzové tufy sa vyskytujú severne od samoty Kostolná. Sú uložené na lávovom prúde pyroxénických andezitov. Majú hrúbku do 20 m. Polohy pemzových tufov reprezentujú chaotické uloženie.

#### Lávové prúdy

##### Lávové prúdy pyroxénických andezitov (19)

Lávový prúd pyroxénického andezitu sa vyskytuje severne od samoty Kostolná. Je uložený v sukcesii redeponovaných pyroklastík a pemzových tufov.



Obr. 1m. Výrez z Geologickej mapy Poľany-východ (Šimon et al., 2010).

## **Extrúzie**

### ***Extrúzia pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom (18)***

Extrúzia pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom sa vyskytuje východne od osady Iviny. Extrúziu reprezentuje relikv vulkanického dómu.

### ***Neovulkanity – sarmat: formácia Strelníky***

V študovanom území sú vo formácii opísané tieto fácie vulkanických hornín: pyroklastické prúdy, autochtónne pyroklastiká, redeponované pyroklastiká a horizont epiklastických vulkanických hornín.

## **Vulkanoklastické horniny**

### ***Horizont epiklastických vulkanických hornín (17)***

Horizont epiklastických vulkanických hornín vystupuje sv. od Detvy. Má hrúbku do 70 m a leží v nadloží kryštáliku.

### ***Redeponované pyroklastiká (16)***

Redeponované pyroklastiká vystupujú sv. od Detvy. Fácia má hrúbku asi 20 m.

### ***Autochtónne pyroklastiká (15)***

Autochtónne pyroklastiká vystupujú sv. od Detvy. Sú uložené v sukcesii vulkanoklastík strelnickej formácie. Ležia na predvulkanickom podloží a na nich sú uložené relikty vulkanoklastík formácie Poľana. Autochtónne pyroklastiká majú hrúbku asi 20 m.

### ***Pyroklastické prúdy (14)***

Pyroklastické prúdy vystupujú sv. od Detvy. Sú uložené v sukcesii s vulkanoklastikami formácie Strelníky a vytvárajú šošovkovitú polohu.

### ***Neovulkanity – sarmat: formácia Poľana***

Novovyčlenená formácia je produkt explozívno-efúzívnej vulkanickej aktivity budujúci vrchnú časť pohoria. Tvorí subhorizontálne polohy autochtónnych pyroklastík, redeponovaných pyroklastík, epiklastík vulkanických hornín, redeponovaných hyaloklastitov a lávových prúdov.

## **Vulkanoklastické horniny**

### ***Epiklastické vulkanické pieskovce (13)***

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú osamoten ojedinele. Jednu významnú polohu sme vyčlenili jz. od samoty Snohy (Hriňovej).

### ***Epiklastické vulkanické konglomeráty (12)***

Epiklastické vulkanické konglomeráty vystupujú v samostatných polohách len ojedinele. Sú lokalizované sz. od samoty Snohy.

### ***Epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty (11)***

Epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty sa vyskytujú sv. od Detvy, sz. od Hriňovej a sz. od samoty

Snohy. Epiklastiká reprezentujú sukcesiu striedajúcich sa vrstiev drobno- a strednoúlomkovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov s vrstvami hruboúlomkovitých až blokovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov, ojedinele aj s polohami pieskovcov.

### ***Redeponované pyroklastiká a hyaloklastity (10)***

Redeponované pyroklastiká a hyaloklastity sa vyskytujú v okolí severne od Detvy, západne od Hriňovej, sz. od samoty Snohy a v okolí kóty 1 132 Záhorská skala. Tvoria sukcesiu v rámci vulkanoklastík formácie Poľana.

### ***Redeponované pemzové tufy a tufy (9)***

Redeponované tufy sa vyskytujú v niekoľkých polohách v okolí kóty 1 132 Záhorská skala, v okolí kóty 947 Kozí chrbát a vo svahoch západne od samoty Snohy.

### ***Chaotické brekcie pyroklastických prúdov (8)***

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov sa vyskytujú severne od Detvy, západne od Hriňovej, sz. od samoty Snohy, v okolí kóty 947 Kozí chrbát a v okolí kóty 1 132 Záhorská skala. Chaotické brekcie pyroklastických prúdov tvoria významnú fáciu v rámci sukcesie formácie Poľana.

## **Lávové prúdy**

### ***Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov – typ Brusniansky grúň (7b)***

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov – typ Brusniansky grúň – sú pomenované podľa kóty 1 271 Brusniansky grúň. Lávové prúdy tohto typu vystupujú v okolí kóty Brusniansky grúň, jz. od samoty Snohy a severne od Detvy.

### ***Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom – typ Konce (7a)***

Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom – typ Konce – sú pomenované podľa kóty 1 334 Konce. V stavbe študovaného územia majú významné postavenie. Vystupujú v okolí kóty Konce, západne od samoty Snohy a sz. od Hriňovej.

### ***Lávové prúdy pyroxénických andezitov – typ Poľana (6)***

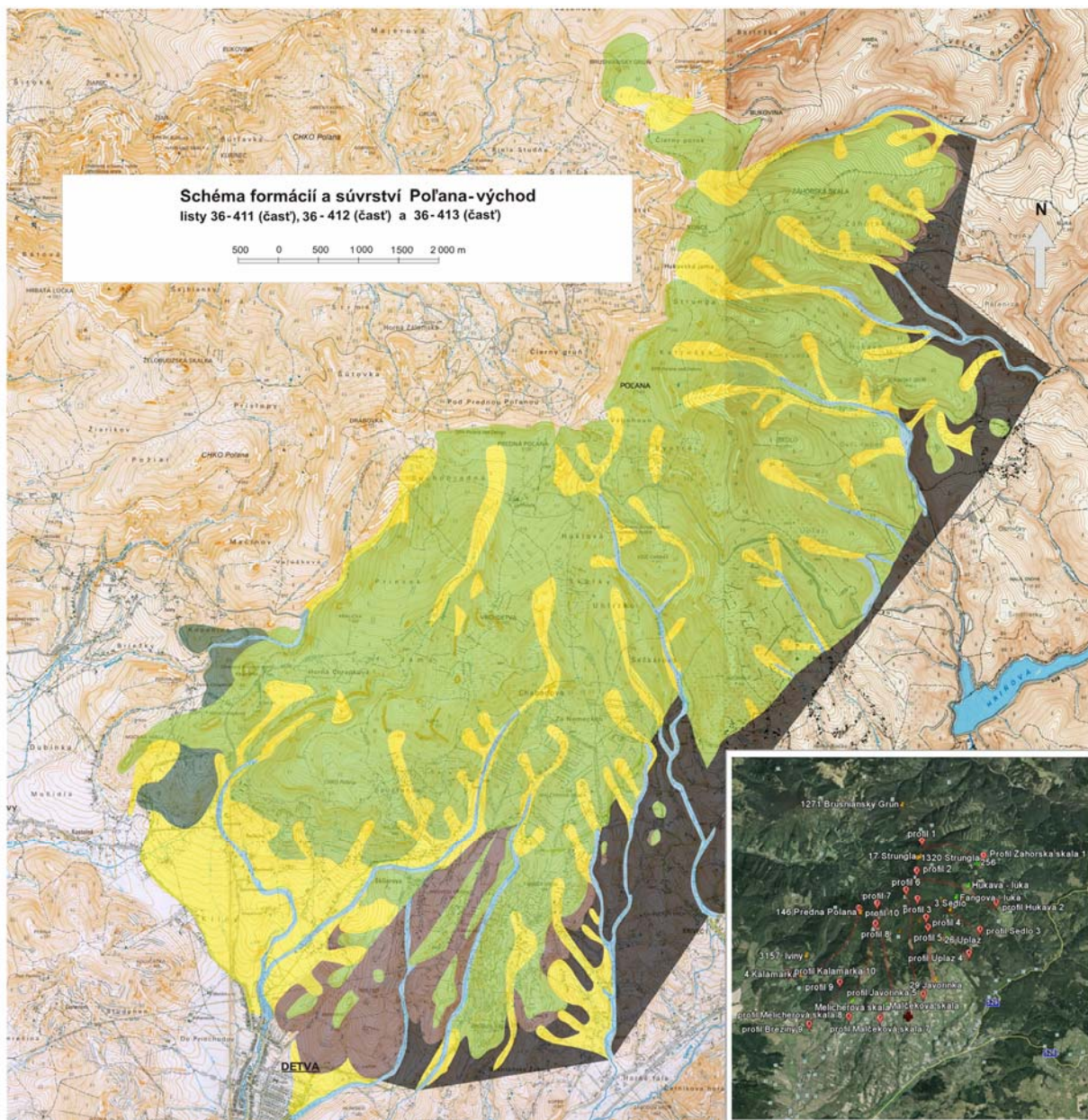
Lávové prúdy pyroxénického andezitu typu Poľana sú pomenované podľa kóty 1 458 Poľana. V stavbe študovaného územia majú dominantné postavenie. Vystupujú východne, jv. a jz. od kóty 1 458 Poľana.

### ***Lávové prúdy bazaltických andezitov – typ Kalamárka (5)***

Tieto lávové prúdy bazaltických andezitov sú novoopísaný typ, ktorý reprezentuje niekoľko lávových prúdov vo vulkanickej stavbe študovaného územia. Lávové prúdy vystupujú v okolí kóty 1 458 Poľana, v okolí Prednej Poľany a v okolí Kalamárky.

## **Kvartérne sedimenty**

Súčasťou geologickej stavby a vývoja pohoria Poľana sú aj kvartérne sedimenty. Reprezentujú deluviálne sedi-



**Legenda:**

- |   |   |
|---|---|
| <span style="display: inline-block; width: 20px; height: 10px; background-color: #ADD8E6; border: 1px solid black;"></span> holocénne sedimenty | <span style="display: inline-block; width: 20px; height: 10px; background-color: #8B4513; border: 1px solid black;"></span> formácia Strelníky      |
| <span style="display: inline-block; width: 20px; height: 10px; background-color: #FFFF00; border: 1px solid black;"></span> nečlenený kvartér   | <span style="display: inline-block; width: 20px; height: 10px; background-color: #2E8B57; border: 1px solid black;"></span> fomácia Šútovka         |
| <span style="display: inline-block; width: 20px; height: 10px; background-color: #90EE90; border: 1px solid black;"></span> formácia Poľana     | <span style="display: inline-block; width: 20px; height: 10px; background-color: #333333; border: 1px solid black;"></span> nečlenené kryštalinikum |

menty v celku, piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokviská, deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny, deluviálno-fluviálne sedimenty a fluviálne sedimenty.

**Deluviálne sedimenty v celku (4)**

Vyčlenené deluviálne sedimenty v celku sa vyskytujú sv. od Detvy. Je pre ne charakteristické mnohonásobné striedanie rôznorodých zrnitostných frakcií rozličných su-

tín a svahovín. Sú to sedimenty splachu a majú pestré litologické zloženie.

**Piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokviská (3b)**

Piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokviská sa vyskytujú ojedinele v okolí Prednej Poľany. Uloženíny sú zložené z hruboklastických sedimentov usmernených do sutinových prúdov. Materiál je



uložený chaoticky. Petrograficky pozostáva z pyroxénického andezitu.

### **Deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny 3a**

Deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny sa vyskytujú často a tvoria významné uloženie kvartérnych sedimentov. Ide prevažne o erozívno-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. V stavbe sedimentov dominujú hliny a piesčité hliny, ktoré obsahujú premenlivé množstvá fragmentov a blokov andezitov.

### **Deluviálno-fluviálne sedimenty (2)**

Deluviálno-fluviálne sedimenty sme vyčlenili severne od Detvy a západne od samoty Snohy. Pre tieto sedimenty je charakteristické pribúdanie piesčitých hĺn, štrkov a úlomkov hornín andezitu. Materiál je slabo vytriedený a zvrstvený. Sedimenty majú hrúbku do 3 m.

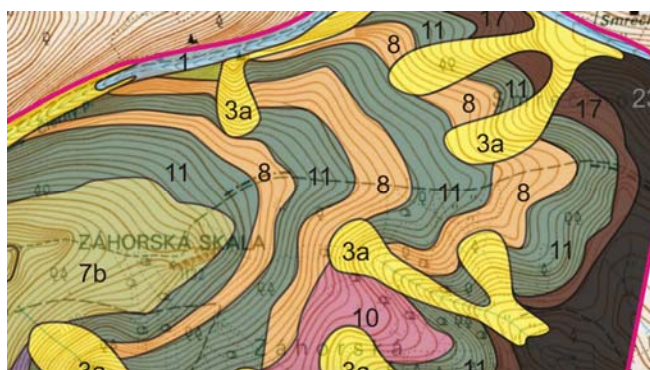
### **Fluviálne sedimenty (1)**

Fluviálne sedimenty reprezentujú najmladšie sedimenty na študovanom území. Vystupujú v nivách potokov v celom študovanom území. Tvoria ich hrubší piesčito-kamenitý až balvanovitý materiál, ktorý je málo vytriedený a slabšie opracovaný. V záveroch dolín majú fluviálne sedimenty charakter balvanovito-štrkovito-hlinitých sedimentov. Sedimenty majú celkovú hrúbku do 4 m.

## **Geologická stavba a vulkanotektonický vývoj**

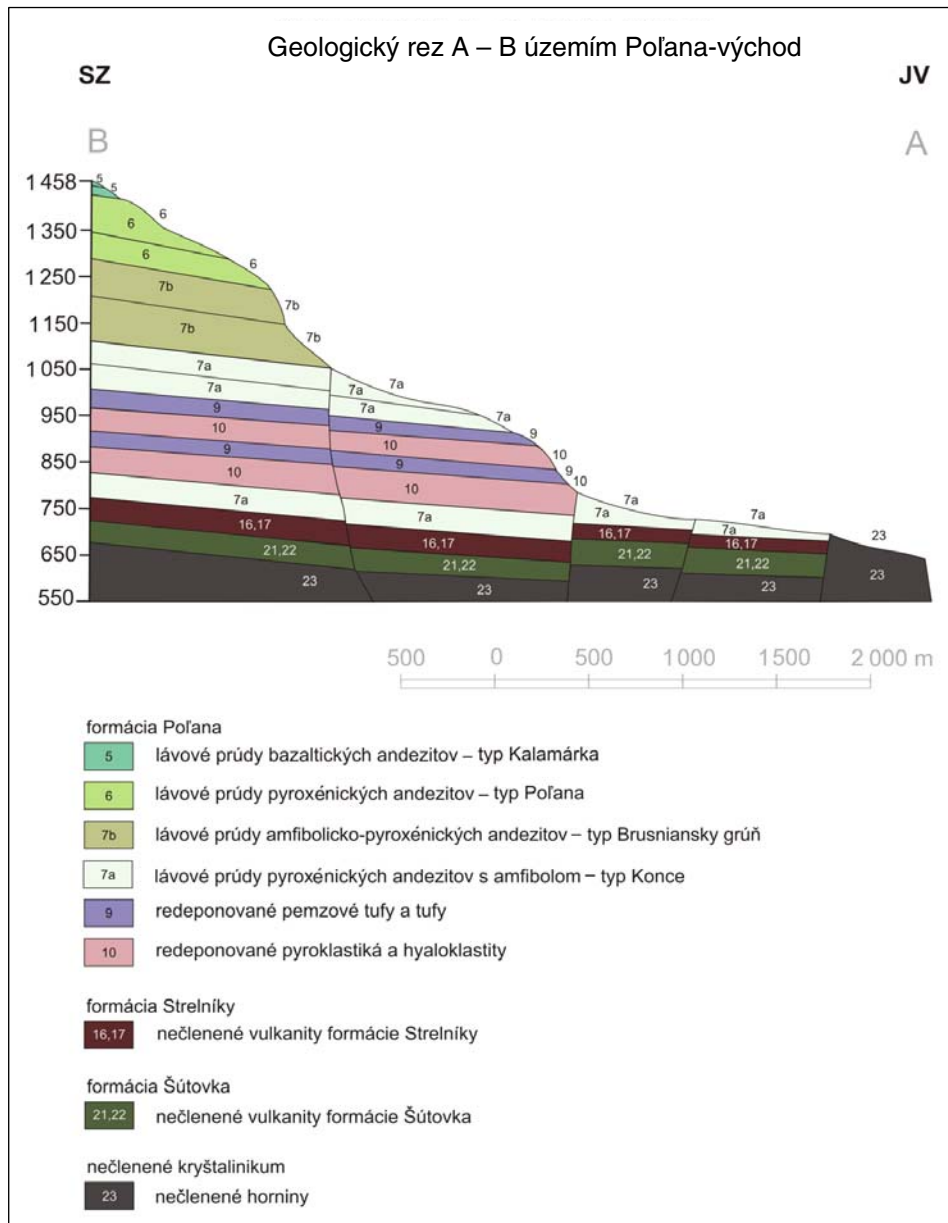
Na študovanom území sme vyčlenili 3 vulkanické formácie vulkanitov Poľana bádensko-sarmatského veku, ktoré sú uložené na predvulkanickom podloží. Vulkanické formácie od mladších po staršie reprezentujú formácia Poľana, Strelníky a Šútovka. Väčšiu časť územia buduje formácia Poľana, ktorú tvorí sukcesia andezitových lávových prúdov a vulkanoklastík stratovulkánu Poľana (Šimon et al., 2010).

Územie v okolí lokality Záhorská skala (obr. 1s) tvorí sukcesia facií prevažne vulkanitov formácie Poľana. V jej podloží sú uložené relikty formácie Strelníky, ktoré ležia na predvulkanickom podloží. V spodnej časti územia sa striedajú faciie epiklastík s pyroklastikami. Smerom do vrchu stavby sú uložené lávové prúdy typu Brusniansky grúň a nad nimi sú vyvinuté lávové prúdy typu Konce.



Obr. 1s. Facie formácie Poľana v okolí lokality Záhorská skala.

Územie v okolí lokality Hukava tvorí sukcesia facií formácie Poľana, ktorá je od predvulkanického podložia oddelená zlomami. V spodnej časti územia sa striedajú redeponované pyroklastiká s chaotickými brekciami pyroklastických prúdov, v strednej časti epiklastiká s redeponovanými pyroklastikami. Vo vrchnej časti sú uložené tri lávové prúdy typu Brusniansky grúň. Územie v okolí lokality Sedlo tvorí sukcesia formácie Poľana, ktorá leží na predvulkanickom podloží v tektonickom styku. V spodnej stavbe formácie je sukcesia epiklastických vulkanických pieskovecov s redeponovanými pyroklastikami, lávovým prúdom typu Konce a epiklastickými vulkanickými brekciami. Strednú časť územia tvorí sukcesia facií redeponovaných pyroklastík, epiklastík a lávového prúdu typu Brusniansky grúň s redeponovanými pyroklastikami. Vo vrchnej časti je uložených 5 lávových prúdov v sukcesii lávových prúdov: 1 prúd typu Brusniansky grúň, 2 typu Poľana a 2 typu Kalamárka. Územie v okolí lokality Úplaz tvorí sukcesia formácie Poľana, ktorá je uložená na predvulkanickom podloží. V spodnej časti stavby územia je uložená sukcesia redeponovaných pyroklastík striedajúcich sa s epiklastikami. V strede je dominantná poloha hrubých brekcií pyroklastík. Vo vrchnej časti na báze sú uložené redeponované tufy a sukcesia troch lávových prúdov – 1 prúd typu Brusniansky grúň a 2 prúdy typu Poľana. Územie v okolí lokality Javorinka buduje sukcesia formácie Poľana uloženej na predvulkanickom podloží. V spodnej časti je uložená sukcesia facií redeponovaných pyroklastík s epiklastikami a pyroklastickými brekciami. Strednú časť tvoria lávové prúdy typu Konce a vrchnú časť lávový prúd typu Poľana. Územie v okolí lokality Kozí chrbát tvorí sukcesia formácie Poľana uloženej na predvulkanickom podloží. V spodnej časti je uložený lávový prúd typu Konce, na ktorom je faciia redeponovaných pyroklastík. V strednej časti sú uložené prevrstvené faciie redeponovaných pyroklastík, v ktorých je poloha lávového prúdu typu Konce. Vo vrchnej časti je sukcesia lávových prúdov typu Brusniansky grúň, typu Poľana a typu Kalamárka. Územie v okolí lokality Malčekova skala buduje formácia Poľana uloženej na predvulkanickom podloží. V spodnej časti sa strieda sukcesia epiklastík a redeponovaných pyroklastík. V strednej časti je sukcesia redeponovaných pyroklastík a epiklastík s jedným lávovým prúdom typu Konce. Vo vrchnej časti sú uložené lávové prúdy typu Konce a typu Poľana. Územie v okolí lokality Melicherova skala tvorí sukcesia lávových prúdov formácie Poľana. V spodnej časti sú uložené lávové prúdy typu Konce, v strednej časti najmä lávové prúdy typu Poľana. Vo vrchnej časti sú lávové prúdy typu Poľana a navrchu je uložený lávový prúd typu Kalamárka. Územie v okolí lokality Breziny buduje formácia Strelníky a formácia Poľana. V spodnej časti je uložená sukcesia epiklastík, redeponovaných pyroklastík a autochtónnych pyroklastík formácie Strelníky. V strednej časti sú striedajúce sa faciie redeponovaných pyroklastík, lávového prúdu typu Konce a epiklastík formácie Poľana. Vo vrchnej časti sú uložené lávové prúdy typu Brusniansky grúň formácie Poľana. Územie v okolí lokality Kalamárka buduje formácia Šútovka a formácia Poľana. V spodnej časti sú uložené polohy epiklastík, redeponovaných pyroklastík, lávového prúdu a extrúzie formácie Šútovka. V strednej časti sú striedajúce sa polohy lávových prúdov typu Poľana a typu Kalamárka. Vo vrch-



nej časti sú uložené lávové prúdy typu Poľana a na samom vrchu je lávový prúd bazaltického andezitu typu Kalamárka.

Geologický rez A – B územím znázorňuje zložitú vulkanotektonickú stavbu. Územie je rozčlenené na bloky a má hrastovo-prepadlinovú stavbu. Na predterciornom podloží sú uložené reliktvy vulkanitov formácie Šútovka. Na nej sú uložené fácie vulkanoklastických hornín a lávových prúdov formácie Poľana.

Jednotlivé polohy formácie reprezentujú rôznorodé litofácie vulkanitov. Opisali sme tieto fácie: 1. lávové prúdy bazaltických andezitov typu Kalamárka, 2. lávové prúdy pyroxénických andezitov typu Poľana, 3. lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Konce, 4. lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Brusniansky grúň, 5. chaotické brekcie pyroklastických prúdov, 6. redeponované pemzové tufy a tufy, 7. redeponované pyroklastiká a redeponované hyaloklastity, 8. epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty, 9. epiklastické vulkanické konglomeráty, 10. epiklastické vulkanické pieskovce.

V podloží formácie Poľana sa vyskytujú reliktvy vulkanoklastik formácie Strelníky. Formáciu Strelníky tvorí sukcesia striedajúcich sa vulkanoklastik. Vulkanoklastiká reprezentujú tieto litofácie: 1. pyroklastické prúdy, 2. autochtónne pyroklastiká, 3. redeponované pyroklastiká, 4. horizont epiklastických vulkanických hornín.

V podloží formácie Strelníky sa vyskytujú reliktvy formácie Šútovka. Formáciu Šútovka reprezentujú tieto litofácie: 1. extrúzia pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom, 2. lávové prúdy pyroxénických andezitov, 3. pemzové tufy, 4. redeponované pyroklastiká, 5. epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty. Formácia Strelníky a formácia Šútovka ležia na podložných horninách kryštalinika.

Vulkanická činnosť andezitového a ryolitového charakteru začala formovať územie v bádene a pokračovala až do sarmatu. Táto činnosť vytvorila zložitú vulkanickú stavbu. Vo vulkanickej stavbe študovaného územia v nasledujúcom geologickom období prebiehali dynamické erozívne procesy, ktoré dali priestor na vznik kvartérnych sedimentov.

Študovaná oblasť má v zmysle Konečného et al. (2003) hrastovo-prepadlinový charakter stavby. Podľa Konečného

et al. (1978) je v oblasti dominantná štruktúra prepadliny Poľany. Zlomy sú orientované v smere SSV – JJZ až SJ a sú spojené prednostne s vývojom vulkanizmu. Vulkanická činnosť začala formovať územie vo vrchnom bádene. Vulkanizmus sformoval územie okolo vulkanického dómu vo formácii Šútovka. Sukcesia okolo vulkanického dómu reprezentuje produkty andezitového vulkanizmu. V období spodného sarmatu sa vytvorila ďalšia sukcesia vulkánu, ktorá reprezentuje produkty kyslého ryodacitového vulkanizmu formácie Strelníky. Neskôr v období sarmatu sa formovala sukcesia vulkánu, ktorá reprezentuje produkty andezitového vulkanizmu formácie Poľana.

V komplexnej a zložitej vulkanickej stavbe pohoria Poľany v nasledujúcom geologickom období prebiehali dynamické erozívne procesy.

## Litologicko-petrografická charakteristika vulkanitov

### Formácia Šútovka

Formáciu pomenoval Dublan (1981). Podrobne ju opísali Dublan et al. (1997) a ďalej ju rozpracovali Šimon a Lexa in Polák et al. (2003) a Šimon in Bezák et al. (2009). Formácia je produktom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity andezitového vulkanizmu so zložitou vulkanickou stavbou. Vulkanická stavba je odkrytá denudáciou východne od osady Iviny a sv. od samoty Kostolná. Formáciu Šútovka v študovanej oblasti reprezentuje sukcesia vulkanoklastických hornín. Ide o redeponované pyroklastiká, pemzové tufy, epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, ktoré sú prevrstvené s lávovým prúdom pyroxénických andezitov a extrúziívneho telesa pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom. Opisane vulkanity sú súčasťou vývoja vulkanického dómu formácie Šútovka. Hrúbka vulkanitov sa vplyvom denudácie zmenšila až na niekoľko desiatok metrov. Vrchná hranica formácie je denudačná, ale fácie formácie sú sčasti prekryté horninami mladšej formácie Poľana. Hrúbka formácie Šútovka je maximálne do 200 m (pozri syntetický stratigrafický profil a geologické profily). Formáciu Šútovka sme vekovo zaradili do obdobia vrchný bádene na základe superpozície a analógie s výsledkami práce Šimona a Lexu in Polák et al. (2003).

### Redeponované pyroklastiká

Redeponované pyroklastiká tvoria sukcesiu s lávovým prúdom pyroxénického andezitu, pemzovými tufmi a epiklastickými vulkanickými horninami. Redeponované pyroklastiká majú hrúbku asi 20 m. Jednotlivé fácie majú charakter nezvrstvených polôh. V polohách sú prítomné fragmenty s veľkosťou 1 – 20 cm prevažne angulárneho tvaru, ale nájdú sa aj väčšie fragmenty s veľkosťou až do 50 cm. Fragmenty reprezentujú pyroxénické andezity alebo amfibolicko-pyroxénické andezity. Andezity majú celistvú alebo napenenú textúru. Medzi fragmentmi je vyvinutý dominantný matrix. Matrix má tufový, pemzovo-tufový alebo piesčito-tufový charakter.

### Lávové prúdy pyroxénických andezitov

Lávový prúd pyroxénického andezitu je uložený v sukcesii redeponovaných pyroklastík a pemzových tufov. Sprevádza ho lávová brekcia, pričom hrúbka celého komplexu je

asi 45 m. Lávový prúd je zložený z čiernosivého až tmavosivého andezitu. Andezit sa vyznačuje blokovou, hruboblokovou a doskovitou odlučnosťou. Hornina je jemnozrnná až strednozrnná. Andezit má porfýrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do 2 mm (v množstve do 30 %), hypersten s veľkosťou do 2 mm (do 5 %) a augit s veľkosťou 1 mm (do 1 %). Prítomné sú glomeroporfýrické zhluky v množstve do 3 %, opakové minerály do 1 % a vulkanické sklo.

### Pemzové tufy

Pemzové tufy sú chaotické uloženiny na lávovom prúde pyroxénických andezitov s hrúbkou asi 20 m. Tvoria ich najmä fragmenty pemzy a matrixu. Pemzové tufy nemajú znaky zvrstvenia alebo vnútornej textúry, ale ojedinele pozorujeme vytriedenie fragmentov pemzy a andezitov. Fragmenty pemzy sú veľké až do 10 cm a vyskytujú sa v množstve do 40 %. Pemza má sférický alebo angulárny tvar. Je zväčša chaoticky rozmiestnená v matrixe. Matrix je popolovo-pemzovitá hmota tmavosivej alebo aj hnedosivej farby. V malom množstve sú v ňom prítomné aj fragmenty andezitu. Andezit má angulárny tvar, veľkosť do 5 cm a vyskytuje sa do množstva 5 %. Andezitové fragmenty sú svetlé a pórovité a často sklovité. Ide o pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. V matrixe sme pozorovali drobné akrečné lapily a nevulkanický materiál.

### Extrúzia pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom

Extrúzia pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom je relikvium vulkanického dómu. Je pre ňu charakteristická blokova až nepravidelná odlučnosť. Teleso tvorí strednoporfýrický andezit sivej až tmavosivej farby. Hornina je strednozrnná, výrastlice tvorí najmä plagioklas (veľkosť do 3 mm, v množstve do 20 %), hypersten (do 2 mm, do 1 %), amfibol (do 3 mm, do 3 %) a biotit (do 3 mm, do 1 %). Opakové minerály sú veľké do 0,5 mm a vyskytujú sa v množstve do 1 %. Andezit má porfýrickú štruktúru a základnú hmotu mikroliticko-hyalínneho charakteru, občas aj s prechodom do mikroliticko-pilotaxitickej.

### Epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty

Epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty sú vrstvy hrubé do 25 metrov. Sú uložené v sukcesii s redeponovanými pyroklastikami, lávovým prúdom a pemzovými tufmi. Polohy epiklastík sú navzájom prevrstvené a tvoria kompaktnú sukcesiu. Fácie epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov obsahujú fragmenty angulárneho, subangulárneho, suboválného a oválneho tvaru. Fragmenty majú veľkosť do 40 cm a sú prítomné v množstve až do 40 %. Reprezentujú pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. Matrix je piesčitý, často má vytriedený charakter. Fácie epiklastík majú podporný charakter matrixu. Matrix je sivej alebo svetlosivej farby. V prípade epiklastických vulkanických konglomerátov matrix predstavuje množstvo 40 %.

### Formácia Strelníky

Formácia má charakter ryodacitového vulkanizmu. Litostratigrafickú jednotku definoval Dublan (1981). For-

mácia je opísaná v práci Dublana et al. (1997) a ďalej rozpracovaná v práci Šimona a Lexu in Polák et al. (2003). Je produktom explozívno-efuzívnej aktivity ryodacitového vulkanizmu. Takéto produkty vystupujú v oblasti sv. od Detvy a s. od samoty Snohy. Celková hrúbka formácie je asi 200 m. Vulkanoklastické horniny formácie Strelníky sú nesúvisle a diskordantne rozšírené na predvulkanickom podloží. Formácia Strelníky je synchronná s vulkanizmom formácie Poľana. Má vek spodný až stredný sarmat. V študovanom území sú vo formácii opísané tieto fácie vulkanických hornín: pyroklastické prúdy (foto 8t), autochtónne pyroklastiká, redeponované pyroklastiká (foto 9t) a horizont epiklastických vulkanických hornín (foto 10t).

#### **Horizont epiklastických vulkanických hornín**

Horizont epiklastík reprezentuje sukcesiu facií epiklastických vulkanických brekcií, epiklastických vulkanických pieskovecov, epiklastických vulkanických konglomerátov a redeponovaných pyroklastických hornín. Jednotlivé fácie v sukcesii sú zväčša dobre triedené, dobre zvrstvené a navzájom sú mnohonásobne prevrstvené. Horizont epiklastík má hrúbku do 70 m. Fácie sú tvorené rôznorodými horninami – ryodacit, pyroxénický andezit, pyroxénicko-amfibolický andezit a nevulkanický materiál. Fragmenty majú angulárny, subangulárny a suboválny tvar. Veľkosť fragmentov je do 50 cm a prítomné sú v množstve do 60 %. Matrix je piesčitý, piesčito-tufový alebo piesčito-pemzovo-tufový. Má svetlosivú farbu. Občas sú v ňom úlomky drobnej pemzy a nevulkanického materiálu.

#### **Redeponované pyroklastiká**

Redeponované pyroklastiká majú hrúbku asi 20 m. Pre túto fáciu je charakteristická prítomnosť tufového alebo tufovo-piesčitého matrixu. Matrix predstavuje vo faciách až 60 % obsahu. Pre fáciu je typická podporná stavba matrixu. Matrix obsahuje drobné úlomky plagioklasu, kremeňa, biotitu, granátu, pemzy, úlomky vulkanického skla a nevulkanického materiálu. Sú v ňom uložené rôznorodé fragmenty, ktoré reprezentujú ryodacity, andezity a nevulkanický materiál. Nevulkanický materiál pozostáva z drobných úlomkov kremeňa, kremenca, granitu alebo ojedinele aj skameneného dreva. Fragmenty majú angulárny, subangulárny, suboválny a oválny tvar. Ich veľkosť je do 10 cm. Fácia má chaotickú stavbu a nie je zvrstvená.

#### **Autochtónne pyroklastiká**

Autochtónne pyroklastiká ležia na predvulkanickom podloží a na nich sú uložené reliktu vulkanoklastík formácie Poľana. Autochtónne pyroklastiká majú hrúbku asi 20 m. Fácie pyroklastík majú masívny charakter a kompaktnú stavbu. Majú svetlú, svetlosivú, sivohnedastú alebo svetlobéžovú farbu. Je pre ne charakteristická podporná stavba matrixu. Fragmenty v matrixe reprezentuje zväčša ryodacit, pemza, ako aj diorit, ojedinele aj andezit, nevulkanický materiál a nezvyčajne aj skamenené drevo. Fragmenty sa vyskytujú v množstve do 15 % a sú veľké do 5 cm, ale našli sa aj úlomky s veľkosťou 15 cm. Majú zväčša angulárny tvar. Sú v matrixe uložené chaoticky, bez

znakov stratifikácie. Matrix je pemzovo-tufový, zvyčajne sklovitý, vyskytujú sa prechody do základnej hmoty so znakmi palagonitizácie. V matrixe je možné pozorovať drobné angulárne a sférické úlomky drvenej pemzy a prítomné sú aj úlomky minerálov. Spomedzi minerálov je dominantný biotit, ale prítomný je aj pyroxén a kremeň a veľmi často sa vo faciách objavuje granát. Vo faciách autochtónnych pyroklastík pozorujeme znaky palagonitizácie a argilitizácie.

#### **Pyroklastické prúdy**

Pyroklastické prúdy sa vyskytujú v sukcesii s vulkanoklastikami formácie Strelníky a vytvárajú šošovkovitú polohu. Fácia pyroklastických prúdov má charakter chaotickej štruktúry s nehomogenizovanou stavbou. Má hrúbku 10 m a svetlú, svetlosivú alebo až svetloružovú farbu. Je pre ňu charakteristická podporná stavba matrixu. Fragmenty v matrixe reprezentujú ryodacity, pemzy, andezity, nevulkanický materiál a skamenené drevo. Vyskytujú sa v množstve do 10 % a majú veľkosť maximálne do 10 cm. Majú zväčša angulárny tvar. Nevulkanický materiál reprezentujú drobné kremene, bridlice a granity do veľkosti 1 cm a majú angulárny, subangulárny, suboválny alebo oválny tvar. Sú v matrixe uložené chaoticky, bez znakov stratifikácie. Matrix je tufový, pemzovo-tufový a popolovo-pemzový, zvyčajne sklovitý, s prechodmi do základnej hmoty so znakmi palagonitizácie. V matrixe pozorujeme drobné angulárne a sférické úlomky drvenej pemzy, vulkanického skla, minerálov plagioklasu, biotitu, kremeňa, granátu a pyroxénu. Vo facií pyroklastických prúdov vidno znaky palagonitizácie a argilitizácie.

#### **Formácia Poľana**

Formácia Poľana je novovyčlenená vulkanická formácia v pohorí Poľana (Šimon in Bezák et al., 2009). Formáciu Poľana sme pomenovali podľa kóty 1 458 Poľana. Vulkanická stavba formácie Poľana je produktom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity a buduje značnú časť pohoria Poľana. Jej vek je spodný až stredný sarmat. Vulkanická aktivita vytvorila časovo kontinuálnu sukcesiu hornín pyroklastického a efuzívneho vulkánu. Tvoria ju subhorizontálne polohy autochtónnych pyroklastických hornín, redeponovaných pyroklastických hornín, epiklastík vulkanických hornín, lávových prúdov a redeponovaných hyaloklastitov. V spodnej časti formácie sú v prevahe produkty explozívnej aktivity (autochtónne pyroklastiká), ktoré sú prevrstvené produktmi ojedinelej efuzívnej vulkanickej aktivity. Tento súbor sa strieda s produktmi náhlejšej redepozície (redeponované pyroklastiká) a s produktmi sprevádzajúcimi deštrukciu pyroklastického vulkánu (epiklastické vulkanické horniny). V strednej časti formácie sa sformoval efuzívny vulkán so zvýšeným počtom lávových prúdov a zvýšeným množstvom ich masy. Vrchnú časť formácie tvorí prevažne sukcesia lávových prúdov andezitov – pyroxénických, bazaltických, pyroxénických s amfibolom a amfibolicko-pyroxénických (pozri foto 1t, 2t, 3t, 4t, 5t, 6t, 7t, 11t, 12t, 13t, 1r, 3r, 5r, 7r, 9r, 11r, 13r, 15r, 17r, 19r, 21r, 23r, 25r, 27r, 29r, 2k, 4k, 6k, 8k, 10k, 12k, 14k, 16k, 18k, 20k, 22k, 24k, 26k, 28k, 30k).

### **Epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty**

Epiklastiká reprezentujú sukcesiu striedajúcich sa vrstiev drobno- a strednoúlomkovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov s vrstvami hruboúlomkovitých až blokovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov, ojedinele aj s polohami pieskocov. Vo vrstvách drobnoúlomkovitých až strednoúlomkovitých epiklastík sú prítomné fragmenty aj obliaky do veľkosti 60 cm, a to v množstve do 50 %. Ich tvar je subangulárny alebo suboválny. Matrix je piesčitý, zložený z drobných úlomkov fragmentov. Charakteristická je podporná stavba fragmentov vo fáciách epiklastík. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú pyroxénické andezity, amfibolicko-pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. Fácie epiklastík vytvárajú vrstvy hrubé niekoľko metrov až 25 m. Pre sukcesiu hruboúlomkovitých až blokovitých epiklastík je charakteristická podporná stavba matrixu. Matrix je piesčitý, ale ojedinele aj piesčito-ílovitý. Fragmenty majú veľkosť až do 200 cm. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolicko-pyroxénické andezity, pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. Vrstvy sú hrubé niekoľko metrov alebo niekoľko desiatok metrov. Na ich báze sa často vyskytujú vrstvičky epiklastického vulkanického pieskovca. Jednotlivé vrstvy epiklastík sú obvykle nezvrstvené, alebo sú zvrstvené gradačne. Tvoria sukcesiu hornín s epiklastickými vulkanickými pieskocami tohto horizontu.

### **Epiklastické vulkanické pieskovce**

Epiklastické vulkanické pieskovce reprezentujú samostatné polohy vyskytujúce sa iba ojedinele. Sú triedené a zvrstvené. Je možné v nich pozorovať šikmú gradáciu. Fácie sú stredozrnné alebo až jemnozrnné, časté sú v nich zvyšky flóry. Pozorujeme v nich drobné vložky epiklastických vulkanických siltocov.

### **Epiklastické vulkanické konglomeráty**

Epiklastické vulkanické konglomeráty vystupujú v samostatných polohách. Sú zložené z dobre opracovaných a opracovaných fragmentov s veľkosťou 5 – 25 cm, ale ojedinele sú prítomné bloky do veľkosti až 50 cm. Matrix je piesčitý a hrubozrnný. Vyznačujú sa hrubým zvrstvením a dobrým triedením. Fácie epiklastík majú polymiktný charakter.

### **Redeponované pyroklastiká a hyaloklastity**

Redeponované pyroklastiká tvoria sukcesiu v rámci vulkanoklastík formácie Poľana. Reprezentujú prevažne redeponované aglomeráty. Sú zložené z fragmentov a matrixu. V uloženiach je možné pozorovať hrubé triedenie a zvrstvenie. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 5 až 30 m. Fácie majú podpornú stavbu matrixu alebo fragmentov. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami andezitov a niekedy sú prítomné pemzy. V matrixe sú uložené fragmenty s veľkosťou do 25 cm, ale vyskytujú sa aj bloky do 3 m. Fragmenty majú pórovitý charakter a niekedy sú aj celkom napenené. Majú subangulárny až subsférický tvar. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolicko-pyroxénické andezity, pyroxénické andezity, hyperstenicko-amfibolické andezity s ojedinelým biotitom a pyroxénické

andezity s amfibolom. V polohách redeponovaných pyroklastík sme pozorovali šošovkovité útvary redeponovaných hyaloklastitov, ktoré sa v sukcesii vyskytujú ojedinele. Redeponované hyaloklastity majú hrúbku do 10 m a majú brekciovitý charakter. Samotné vrstvy sú charakteristické tým, že majú znaky redepozície pôvodného materiálu. Redeponované hyaloklastitové brekciu tvoria fragmenty prítomné v podvrvenom matrixe. Sú ostrohranné, sklovité, s úlomkami andezitu čiernej farby. Matrix je chloritizovaný, zložený z chloritizovaných výrastlíc plagioklasu, chloritizovaných výrastlíc augitu a chloritizovaného vulkanického skla.

### **Redeponované pemzové tufy a tufy**

Redeponované tufy majú variabilnú zrnitosť aj hrúbku. Táto fácia má prevažne chaotické uloženie, alebo sa dajú pozorovať náznaky zvrstvenia a triedenia materiálu. Štruktúra je chaotická. Fácia má tmavosivú farbu a hrúbku vrstiev do 15 m. Redeponované tufy pozostávajú z fragmentov pemzy a andezitu. Fragmenty majú veľkosť do 3 cm a vyskytujú sa v množstve do 20 %. Majú angulárny a subangulárny tvar. Matrix je pemzovo-tufový a piesčito-tufový.

### **Chaotické brekcie pyroklastických prúdov**

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov tvoria významnú fáciu v rámci sukcesie formácie Poľana. Majú chaotickú štruktúru. Pyroklastiká majú kompaktný a homogenizovaný charakter. Hrúbka vrstiev fácií sa pohybuje v rozmedzí od 20 do 40 m. Pyroklastiká sú zložené z fragmentov s veľkosťou do 25 cm a vyskytujú sa v množstve do 70 %. Tieto fácie majú červenkastú alebo sivastú farbu. Tvoria ich fragmenty, bloky a matrix. Fragmenty a bloky sú v matrixe uložené chaoticky. Majú sférický, subsférický alebo angulárny tvar. Vo vrstvách fácií pyroklastických brekcií sa nájdu aj bloky väčšie ako 25 cm a vyskytujú sa v množstve do 10 %. Je pre ne charakteristická radiálna odlučnosť. Fragmenty sú sklovité alebo sčasti pórovité. Matrix má drobnoúlomkovitý charakter, dá sa v ňom pozorovať reverzná gradácia a má charakter pemzovo-tufovej substancie. Je červenkastej farby, pričom v spodnej časti prúdov je čierny. Charakteristická je solidifikácia až spekanie úlomkovitého materiálu a dezintegrácia väčších fragmentov. Z petrografického hľadiska fragmenty tvoria prevažne amfibolicko-pyroxénický andezit, ale prítomný je aj pyroxénický andezit.

### **Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom – typ Konce**

Lávové prúdy typu Konce majú hrúbku do 100 m. Vyznačujú sa doskovitou a stĺpcovitou odlučnosťou. V spodnej a vrchnej časti prúdov sú vyvinuté lávové brekcie. Lávové brekcie predstavujú hnedé alebo červenkasté blokované alebo troskovité časti lávových prúdov s brekciovitou štruktúrou. Matrix lávových brekcií je červenkastý, s pórovitým charakterom. Lávové prúdy tvoria stredozrnný andezit. Má tmavosivú, čiernosivú až čiernu farbu. Jeho štruktúra je porfýrická, textúra celistvá alebo pórovitá. Tvoria ho výrastlice plagioklasu (veľkosť do 8 mm, v množstve do 35 %), hyperstenu (do 1,5 mm, do 6 %),

augitu (do 0,3 mm, do 1 %), amfibolu (do 2 mm, do 1 %) a opakové minerály. Ojedinele je prítomný drobný biotit. Základná hmota je mikrolitická, hyalopilitická, pilotaxitická, mikroliticko-skrytokryštalická alebo mikropoikilitická.

#### **Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov – typ Brusniansky grúň**

Lávové prúdy typu Brusnianskeho grúňa majú hrúbku od 20 do 40 m. Telesá lávových prúdov majú stĺpcovitú, blokovitú alebo doskovitú odlučnosť. Tvorí ich andezit čiernosivej a tmavosivej farby. Na báze a vo vrchnej časti majú vyvinuté lávové brekcie. Lávové brekcie majú blokovitý alebo troskovitý charakter a brekciovitú štruktúru. Telesá lávových brekcií majú červenkastú farbu. Ich matrix je červenkastý, s brekciovitou stavbou. Lávové prúdy sú zložené z amfibolicko-pyroxénického andezitu. Výrastlice tvorí plagioklas (veľkosť do 2 mm, v množstve do 32 %), amfibol (do 4 mm, do 2 %), pyroxén (do 2 mm, do 2 %) a opakové minerály. Základná hmota je pilotaxitická, mikropoikilitická a mikroliticko-skrytokryštalická.

#### **Lávové prúdy pyroxénických andezitov – typ Poľana**

Lávové prúdy majú hrúbku v rozmedzí od 20 do 50 m. Majú doskovitú, stĺpcovitú, blokovitú alebo hruboblokovitú odlučnosť. V ich spodnej a vrchnej časti sú vyvinuté lávové brekcie zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru s veľkosťou 5 – 150 cm. Matrix pozostáva z fragmentov andezitu a drviny lávovej masy. Má červenoružovkastú, sivoružovú alebo bordovohnedastú farbu. Lávové brekcie majú troskový a blokový charakter. Prítomné sú aj zbrekciované lávového prúdu pyroxénického andezitu. Lávový prúd sa nachádza vo svahu na Prednej Poľane v priestore Bystrého. Ide o sukcesiu brekcií lávového prúdu hrubých asi 70 m. Tvorí ju nepravidelne sa striedajúce brekciovité jazyky s hrúbkou od 10 cm do 2 m s ojedinelými prechodmi do hrubodoskovitej až blokovitej odlučnosti. Matrix v nich je lávový, hnedobordový až červenkastý, s podrvenou hmotou. Jednotlivé polohy obsahujú angulárne fragmenty reprezentujúce andezity sivej, hnedobordovej a červenohnedej farby. Lávové prúdy tvorí pyroxénický andezit. Má čiernosivú, sivočiernu a čiernu farbu a drobnú až strednoporfýrickú textúru. Jeho základná hmota je mikrolitická, mikropoikilitická, mikroliticko-skrytokryštalická, poikilitická, mikroliticko-hyalopilitická, mikroliticko-hyalínna a skrytokryštalicko-hyalínna. Výrastlice tvorí plagioklas (veľkosť do 2 mm, v množstve do 35 %), augit (do 0,5 mm, do 5 %), hypersten (do 2 mm, do 10 %) a opakové minerály.

#### **Lávové prúdy bazaltických andezitov – typ Kalamárka**

Tieto lávové prúdy majú hrúbku do 30 m. Vyznačujú sa doskovitou, lavicovitou, stĺpcovitou alebo blokovitou odlučnosťou. V spodnej a vrchnej časti lávových prúdov sú vyvinuté lávové brekcie zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru s veľkosťou do 50 cm. Matrix tvoria fragmenty andezitu a drviny lávovej masy. Má červenoružovkastú alebo sivoružovú farbu. Lávové brekcie majú troskový charakter. Lávové prúdy tvorí bazaltický andezit čiernosivej alebo sivočiernej farby s jemnoporfýrickou textúrou. Základná hmota andezitu je mikroliticko-

-hyalopilitická alebo mikroliticko-hyalínna. Výrastlice tvorí plagioklas (veľkosť do 1 mm, v množstve do 30 %), augit (do 0,5 mm, do 2 %), hypersten (do 1 mm, do 5 %), olivín (do 1 mm, do 1 %) a opakové minerály.

#### **Mineralogicko-petrologická charakteristika vulkanitov**

V tejto časti prinášame nové poznatky v mineralogickej a petrograficko-petrologickej charakteristike andezitov územia Poľana-východ. Čísla fotografií v tejto kapitole zodpovedajú číslam v tabuľke mikrofotografií a BEI vo fotografickej prílohe.

Zloženie plagioklasov zobrazuje diagram vyjadrujúci závislosť obsahu anortitovej zložky v plagioklase (An) od ortoklasovej (Or). Zloženie pyroxénov vyjadruje diagram Mg# vs. Wo. Mg# je tzv. horčíkové číslo a predstavuje  $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ . Wo je obsah wollastonitovej zložky v pyroxénoch. Horčíkové číslo bolo vybrané preto, lebo zmeny obsahu Mg a Fe veľmi dobre odrážajú variabilitu zloženia študovaných pyroxénov. Názvy pyroxénov sú uvedené podľa klasifikácie Morimota et al. (1988). Pri amfiboloch je použitý klasifikačný diagram v zmysle práce Leake et al. (1997). Obsah  $\text{Fe}^{3+}$  v amfiboloch bol vypočítaný podľa postupu, ktorý uvádza Schumacher (in Leake et al., 1997). Podľa neho sa obsah  $\text{Fe}^{3+}$  vypočíta ako maximálny a minimálny obsah  $\text{Fe}^{3+}$  ( $\text{Fe}^{3+}_{\text{max}}$  a  $\text{Fe}^{3+}_{\text{min}}$ ), ktorý môže byť v danom analyzovanom bode (objeme) vzorky. Obe hodnoty sú zachytené aj v klasifikačných diagramoch analyzovaných amfibolov.

Pre komplikované zloženie minerálov sú diagramy každej vzorky skonštruované osobitne. Čiary spájajú jednotlivé časti jedného kryštálu. Kvôli jednoduchosti sú v prípade amfibolov pospájané iba body zodpovedajúce analýzám pri  $\text{Fe}^{3+}_{\text{min}}$ .

Zonálnosť minerálov sa často vyjadruje pomocou termínov *normálna* a *reverzná zonálnosť*. Normálna zonálnosť pri plagioklasoch znamená pokles obsahu An zložky od stredu k okraju výrastlice, pri pyroxénoch je to pokles hodnoty Mg# v tom istom smere. Reverzná zonálnosť pri plagioklasoch znamená nárast obsahu An zložky od stredu k okraju výrastlice a pri pyroxénoch je to nárast hodnoty Mg# tým istým smerom.

Študované andezity reprezentuje 15 vzoriek z formácie Poľana. Na základe minerálneho zloženia sme andezity rozčlenili na niekoľko horninových typov. Najjednoduchšie je možné rozdeliť ich na základe prítomnosti alebo neprítomnosti amfibolu. Vo formácii Poľana amfibol neobsahujú **bazaltické a pyroxénické andezity**. Naopak, amfibol obsahujú **pyroxénické andezity s amfibolom a amfibolicko-pyroxénické andezity**. K jednotlivým horninovým typom patria tieto vzorky:

##### **Bazaltické andezity:**

4 – Kalamárka, 16 – Poľana, 146 – Predná Poľana.

##### **Pyroxénické andezity:**

3 – Sedlo, 5a – Šovčíčka, 11 – Excelent Poľana, 15 – Katrušky, 26 – Úplaz.

##### **Pyroxénické andezity s amfibolom:**

29 – Javorinka, 37 – Bystré, 17, 1 320 – Strunga.

##### **Amfibolicko-pyroxénické andezity:**

2 – Čierny jeleň, 21 – Úplaz, 1 271 – Brusniansky grúň.

Vo formácii Poľana sú horniny bez amfibolu bázickejšie ako horniny s amfibolom. Najbázickejšia je vzorka 4 – Kalamárka, v ktorej sa našiel restit olivínu a relatívne vysoký podiel klinopyroxénov. Restity olivínu sa pravdepodobne nachádzajú aj v ďalšom bazaltickom andezite, vo vzorke 16 – Poľana. Pomerne bázické sú napr. aj vzorky 5a – Šovčíčka a 15 – Katrušky, ktoré patria do skupiny pyroxénických andezitov.

Andezity bez amfibolu, okrem jednej výnimky (vzorka 11 – Excelent Poľana), majú *vykryštalizovanú základnú hmotu*, ktorá má zloženie  $pl + px + Ti\text{-}mag + ilm + qtz \pm kfs$ .

Horniny s amfibolom majú tento minerál buď *zachovaný*, alebo *opacitizovaný*. Vzorky s opacitizovanými amfibolmi majú podobnú základnú hmotu ako vzorky bez amfibolov, ale vzorky so zachovanými amfibolmi majú *základnú hmotu sklovitú*, s prítomnosťou mikrolitov minerálov. Sklo má *ryolitové* zloženie.

V niektorých horninách formácie Poľana môžeme v mikroskope pri rovnobežných nikoloch pozorovať dva typy vykryštalizovanej základnej hmoty: *svetlejšiu* a *tmavšiu*. Napríklad vo vzorke 3 – Sedlo sa štúdiom v elektrónovom mikroanalýzátore zistilo, že zloženie základnej hmoty je rovnaké: plagioklas, ortopyroxén, opakové fázy, draselný živec a kremeň. To, čo spôsobuje „svetlosť“ a „tmavosť“ základnej hmoty, je *rôzny podiel kremeňa v základnej hmote*: väčší v svetlej a menší v tmavej. V tejto vzorke boli v základnej hmote pozorované aj drobné tmavé oválne útvary, ktoré sú takmer celé zložené z plagioklasu. Medzi nimi sú len veľmi malé priestory, v ktorých sa nachádza kremeň (sklo?). Rozmiestnenie a zloženie výrastlíc nie je podmienené typom základnej hmoty, v ktorej sa nachádzajú.

### Bazaltické andezity

Medzi bazaltické andezity patria vzorky 4 – Kalamárka (foto 1), 16 – Poľana a 146 – Predná Poľana. Pre tieto horniny je charakteristická porfýrická štruktúra s mikrokryštalickou základnou hmotou.

*Výrastlice* tvorí plagioklas, klinopyroxén a ortopyroxén. *Opakové fázy* predstavujú titanomagnetit a ilmenit. *V základnej hmote* je prítomný plagioklas, pyroxén, titanomagnetit, ilmenit a kremeň. Vo vzorke 16 a 146 je v základnej hmote aj draselný živec. Vo vzorke 4 bol identifikovaný olivín a biotit.

**Plagioklasy** sú v týchto vzorkách prevažujúcim minerálom a sú všesmerne usporiadané. Majú tabuľkovitý, lištovitý a ihličkovitý tvar. V základnej hmote tvoria ihličky a drobné tabuľky. Tvoria aj glomeroporfýrické agregáty (napr. agregát plagioklasov vo vzorke 146 má na dĺžku asi 6 mm). Pre plagioklasy je charakteristická zonálnosť a zrazy: polysyntetické lamelovanie a karlovarské dvojčatenie.

Jednotlivé plagioklasy obsahujú rôzny podiel uzavrenín, ktoré tvorí pyroxén, titanomagnetit, apatit a sklo, pričom sklo môže byť alterované.

Podľa obsahu a pozície uzavrenín môžeme plagioklasy rozdeliť na niekoľko typov. Jeden typ plagioklasov sú čisté plagioklasy alebo len s malým množstvom uzavrenín (prevažujú vo vzorkách 16 a 146). Ďalšie majú uzavreniny sústredené v strede (vo vnútornej časti) plagioklasu alebo usporiadané do okrajovej zóny (foto 8).

Zloženie analyzovaných plagioklasov vo vzorke 4 je  $An_{46-75}$  (*andezín až bytownit*). Na diagrame zobrazujúcom variáciu v zložení plagioklasov vo vzorke 4 môžeme pozorovať pokles obsahu Or zložky s nárastom obsahu An zložky. Diagram poukazuje aj na pomerne veľké rozdiely v zložení medzi jednotlivými časťami kryštálov. Tieto rozdiely sú spôsobené oscilačnou alebo reverznou zonálnosťou. Plagioklasy základnej hmoty majú obsah An v rozmedzí 60 až 70.

Zloženie analyzovaných výrastlíc plagioklasov vo vzorke 16 sa pohybuje v rozmedzí  $An_{52}$  až  $An_{81}$ , čo zodpovedá *labradoritu až bytownitu*. Pre analyzované plagioklasy je charakteristická reverzná zonálnosť: okraje a lemy majú vyšší obsah An ako stredy výrastlíc (pozri diagram zobrazujúci variáciu v zložení plagioklasov vo vzorke 16).

**Klinopyroxény a ortopyroxény** tvoria výrastlice, ortopyroxény (vo vzorke 16 aj klinopyroxény) boli identifikované aj v základnej hmote. V niektorých prípadoch tvoria navzájom alebo s plagioklasmi väčšie alebo menšie glomeroporfýrické agregáty. Vo vzorke 4 a 16 je pyroxénov menej, pričom ortopyroxénov je viac ako klinopyroxénov. Okolo drobných klinopyroxénov je pravdepodobne reakčný lem tvorený ortopyroxénom.

Na niektorých klinopyroxénoch možno pozorovať charakteristické dvojčatenie. Vo vzorkách 4 a 6 sa zaznamenalo narastanie klinopyroxénu na ortopyroxén. Uzavreniny v pyroxénoch tvoria plagioklas, titanomagnetit, ilmenit, apatit a sklo.

Klinopyroxény majú *augitové* a ortopyroxény *enstatitové* zloženie.

Pre klinopyroxény vo vzorke 4 je typická reverzná zonálnosť. Na diagrame môžeme v dvoch analyzovaných výrastliciach pozorovať nižšiu hodnotu Mg# jadra oproti lemu alebo okraju, ktorý na jadro narastá.

Na tom istom diagrame môžeme pozorovať veľké rozdiely v hodnote horčíkového čísla medzi jednotlivými časťami väčšiny analyzovaných ortopyroxénov. Častým fenoménom je *reverzná zonálnosť* ortopyroxénov. Vo vzorke je prítomné aj narastanie klinopyroxénu na ortopyroxén (foto 6), ktoré na základe chemického zloženia zachytáva aj diagram.

Zloženie analyzovaných klinopyroxénov vo vzorke 16 zodpovedá *augitom*. Vykazujú reverznú zonálnosť smerom od jadra k lemu, prípadne okraju. Zaujímavosťou je klinopyroxén s vysokým obsahom hliníka (asi 8 %  $Al_2O_3$ ) a zvýšeným obsahom titánu (1,45 %  $TiO_2$ ). Jeden z klinopyroxénov základnej hmoty má pomerne nízky obsah Wo zložky (37). Klinopyroxény základnej hmoty majú variabilné zloženie.

Analyzované ortopyroxény zodpovedajú *enstatitom*. Aj pre ne je typická reverzná zonálnosť podobného typu ako pri klinopyroxénoch.

Vo vzorke 4 sa našiel silne resorbovaný kryštál **olivínu** a tabuľkovitý **biotit**, ktorý je čiastočne resorbovaný a obsahuje odmiešaniны titanomagnetitu. Iný biotit je uzavretý v ortopyroxéne.

Olivín (foto 5) má normálnu zonálnosť, pričom jeho vnútro má obsah *forsteritovej zložky* (Fo) rovný 70 a okraj 58.

**Titanomagnetity a ilmenity** tvoria samostatné malé zrná a inklúzie v mineráloch, alebo sú súčasťou základnej

hmoty. **Apatit** tvorí inklúzie v pyroxénoch a plagioklasoch. **Kremeň** vystupuje v základnej hmote. Vo vzorkách 16 a 146 je v základnej hmote aj **draselný živec**.

Vo vzorke 146 sa nachádza **agregát** tvorený prevažne plagioklasmi a opakovými fázami. Agregát obsahuje svetlú základnú hmotu (sklo?) a časť z neho je alterovaná. Ďalší agregát je zložený z ihličkovitých a lištovitých ortopyroxénov a plagioklasov.

Vo vzorke 16 si pozornosť zasluhujú **dva agregáty**, ktoré pozostávajú najmä z pyroxénov. Jeden vytvárajú prevažne klinopyroxény, ortopyroxén, titanomagnetit a ilmenit. Klinopyroxény obsahujú hojné inklúzie titanomagnetitu a sú atakované základnou hmotou. Druhý agregát nachádzajúci sa v blízkosti prvého tvoria drobnozrnné ortopyroxény, pričom vnútorné ortopyroxény obsahujú červíkovité odmiešaniy titanomagnetitu.

### Pyroxénické andezity

Medzi pyroxénické andezity patria vzorky 3 – Sedlo, 5a – Šovčíčka (foto 2), 11 – Excelent Poľana, 15 – Katrušky a 26 – Úplaz.

Štruktúra týchto hornín je porfýrická, s mikrokryštalickou základnou hmotou. Vzorka 11 má hemikryštalickú štruktúru, vzorka 26 má jemnozrnnú základnú hmotu.

**Výrastlice** tvoria plagioklas, klinopyroxény a ortopyroxény. Vzorka 5a má pomerne vysoký podiel výrastlíc oproti základnej hmote a niektoré výrastlice sú dosť veľké. V hornine sú prítomné aj titanomagnetity a ilmenity, prípadne apatity. **Základnú hmotu** tvorí plagioklas, ortopyroxén, titanomagnetit, ilmenit, ± draselný živec a kremeň. Vo vzorke 11 je v základnej hmote plagioklas, ortopyroxén, drobné opakové fázy (titanomagnetit) a sklo.

V základnej hmote vo vzorke 3 (foto 16) sú šmuhy svetlejšej základnej hmoty. Svetlejšia základná hmota má oproti tmavšej vyšší podiel kremeňa. Naopak, drobné tmavé oválne útvary v základnej hmote sú takmer celé zložené z plagioklasu. Medzi nimi sú len veľmi malé priestory, v ktorých sa nachádza kremeň (sklo?).

Vzorka 5a obsahuje **póry**, ktoré sú vyplnené najmä kremeňom a v jednom prípade aj zlúčeninami Mn. Na niektorých miestach sú v základnej hmote skoncentrované opakové fázy.

**Plagioklas** sú lištovité a tabuľkovité a sú usporiadané všesmerne. V základnej hmote tvoria ihličky a drobné tabuľky rôznych tvarov. Vystupujú vo forme individuálnych kryštálov aj glomeroporfýrických agregátov. Sú zonálne, niektoré zvlášť zložito (foto 7). Sú polysynteticky lamelované a karlovarsky zdvojiténé. Vo vzorke 5a sú najhojnejším minerálom.

Plagioklas obsahujú rôzny podiel uzavrenín. Môžu byť buď bez nich, alebo len s malým množstvom. V iných prípadoch uzavreniny vyplňajú vnútro plagioklasu (foto 11) alebo sú sústredené do zóny blízko okraja. Uzavreniny tvorí sklo, ktoré je zachované alebo alterované, pyroxén, titanomagnetit, ilmenit a apatit.

Vo vzorke 15 sú vnútorné časti plagioklasov postihnuté slabou premenou, ktorá sa prejavuje červenohnedým sfarbením.

Zloženie analyzovaných plagioklasov v týchto vzorkách je takéto: 3 –  $An_{50-83}$  (*labradorit až bytownit*), 5a –  $An_{60-85}$

(*labradorit až bytownit*), 11 –  $An_{45-90}$  (*andezín až bytownit*), kyslejšie zloženie do  $An_{50}$  majú iba plagioklas základnej hmoty, 15 –  $An_{53-84}$  (*labradorit až bytownit*).

Vo vzorke 3 pre vnútorné časti plagioklasov a pre plagioklas uzavreté v iných mineráloch je charakteristický zvýšený obsah Or. Plagioklas uzavreté v iných mineráloch a tie, ktoré sú v základnej hmote, majú  $An_{49-64}$ .

Z diagramu An vs. Or vzorky 11 vyplýva veľká variabilita v zložení. Vnútorné časti plagioklasov môžeme podľa zloženia rozdeliť na dve skupiny: bázickejšie s obsahom  $An > 80$  a kyslejšie s obsahom  $An 50 - 60$ . Na kyslejšie jadrá narastajú oveľa bázickejšie lemy, čo poukazuje na reverznú zonálnosť.

Diagram An vs. Or poukazuje na veľmi variabilné zloženie plagioklasov aj vo vzorke 15. V rámci jednotlivých kryštálov sa môže vyskytovať normálna aj reverzná zonálnosť.

**Klinopyroxény a ortopyroxény** tvoria individuálne kryštály a malé glomeroporfýrické agregáty medzi sebou navzájom (foto 10), ale aj s plagioklasmi. Vo vzorke 11 ortopyroxény prevažujú nad klinopyroxénmi. Ortopyroxény boli identifikované aj v základnej hmote. Pre klinopyroxény je charakteristické dvojčatenie (foto 9). Vo vzorke 3 majú klinopyroxény reakčný lem tvorený ortopyroxénom (foto 12).

Vo vzorkách sa zistilo narastanie klinopyroxénu na ortopyroxén.

Niektoré pyroxény obsahujú zelenkavé jadro (farba pri rovnobežných nikoloch) – klinopyroxény vo vzorkách 3 a 15 (foto 12), ortopyroxény vo vzorke 3 a 26. Niektoré pyroxény sú zložito zonálne (na BEI).

V pyroxénoch možno nájsť uzavreniny plagioklasu, ilmenitu, titanomagnetitu, apatitu, skla a fluidných inklúzií. Klinopyroxény môžu obsahovať uzavreniny ortopyroxénu a ortopyroxény uzavreniny klinopyroxénu.

Vo vzorke 11 majú okraje a pukliny pyroxénov tmavšiu hnedú farbu. Zdá sa, že je to iba optická vlastnosť, ktorá nesúvisí s chemickým zložením minerálu. Pravdepodobne ide o alteráciu, ktorá postihuje aj základnú hmotu.

Väčšina klinopyroxénov vo vzorke 3 zložením zodpovedá *augitom*, dve analýzy už poukazujú na *diopsidové* zloženie. Niektoré klinopyroxény majú len nevýraznú zonálnosť. Iné klinopyroxény sú výrazne zonálne. Najnižšie Mg# majú zelenkavé jadrá klinopyroxénov (okolo 63). Na ne narastajú lemy s vysokým Mg# (83 a 87), čo predstavuje reverznú zonálnosť v klinopyroxénoch. Smerom k okraju výrastlice sa hodnota Mg# znižuje (normálna zonálnosť).

Zaujímavosťou je klinopyroxén, ktorý má vnútro s veľmi vysokým Mg# (vyššie 88) a zvýšeným obsahom chrómu (1,38 a 0,76 %  $Cr_2O_3$ ). Toto zloženie už zodpovedá chrómdiopsidu až chrómaugitu. Iná časť tohto kryštálu má pomerne vysoký obsah  $Al_2O_3$  (5,62 %). Okolo kryštálu je ešte reakčný lem tvorený ortopyroxénom.

Ortopyroxény vo vzorke 3 majú *enstatitové* zloženie. Iba ortopyroxény v reakčných lemoch okolo klinopyroxénov majú zloženie zodpovedajúce už *pigeonitu* ( $Wo > 5$ ). Najnižšie Mg# (53 a 55) majú ortopyroxény, ktoré vytvárajú reakčné lemy na klinopyroxénoch. Výrastlice ortopyroxénov sa vyznačujú dvomi typmi zonálnosti: normálnou a reverznou. Niektoré výrastlice sú zonálne len minimálne, t. j. nie je veľký rozdiel v zložení medzi ich stredom



a okrajom. Diagram však ukazuje, že pre väčšinu výrastlíc je charakteristická výrazná zonálnosť, t. j. sú veľké rozdiely v zložení častí výrastlice, ktoré narastajú na seba.

Analyzovaný klinopyroxén z agregátu vo vzorke 5a má *augitové* zloženie a je reverzne zonálny (vnútro – lem), časť lem – okraj vykazuje normálnu zonálnosť. Medzi jednotlivými časťami klinopyroxénu nie sú výrazné rozdiely. Stred malého nezonálneho klinopyroxénu má zloženie blízke zloženiu okraja výrastlice.

Väčšie rozdiely v zložení jednotlivých častí vykazuje výrastlica ortopyroxénu *enstatitového* zloženia, ktorá je navyše lemovaná klinopyroxénom. V prípade niektorých pyroxénov môžeme na BEI obrázkoch pozorovať tenké tmavé lemy. Tieto lemy majú vyššie Mg# ako časti pyroxénu, ktoré ich obklopujú.

Analyzované klinopyroxény vo vzorke 11 majú *augitové* zloženie. Jadrá a vnútorné časti týchto minerálov majú nižšie horčíkové číslo ako okraje. Jeden z analyzovaných klinopyroxénov sa vyznačuje vysokým obsahom Al (8,63 % a 4,84 %  $Al_2O_3$ ) a obsahom  $TiO_2$  vyšším ako 1 %.

Analyzované ortopyroxény majú zloženie, ktoré zodpovedá *enstatitu*. Ich charakteristickým znakom je reverzná zonálnosť. Na diagrame charakterizujúcom zloženie pyroxénov v tejto vzorke môžeme pozorovať, že vnútorné časti a jadrá majú vo všeobecnosti nižšie horčíkové číslo ako lemy a okraje, ba aj ako ortopyroxény základnej hmoty. Diagram poukazuje aj na pomerne veľkú variabilitu v zložení ortopyroxénov a na veľké rozdiely v hodnote Mg# medzi jednotlivými časťami kryštálu. Jeden z ortopyroxénov uzavretý v plagioklase má vysoký obsah Al (4,69 %  $Al_2O_3$ ).

Zloženie analyzovaných klinopyroxénov vo vzorke 15 opäť zodpovedá *augitu*. Diagram poukazuje na ich variabilné zloženie a tým aj na zonalitu.

Ortopyroxény majú *enstatitové* zloženie. Na diagrame môžeme vidieť, že podľa veľkosti Mg# možno ich jadrá a vnútorné časti rozdeliť na dve skupiny. Takisto podľa zloženia môžeme rozdeliť ortopyroxény uzavreté v iných mineráloch.

Ako opakové fázy v hornine vystupujú *titanomagnetit* a *ilmenit*. Tvoria drobné výrastlice, sú uzavreté v iných mineráloch a sú súčasťou základnej hmoty.

*Apatit* vytvára inklúzie v ortopyroxénoch a plagioklasoch.

*Kremeň* je prítomný v základnej hmote (okrem vzorky 11) a vyplní pórov (vzorka 5a). *Draselný živec* sa nachádza v základnej hmote vo vzorkách 3 a 5a. *Sklo* uzavreté v ortopyroxéne a plagioklase a prítomné v základnej hmote (vzorka 11) má ryolitové zloženie.

### Pyroxénické andezity s amfibolom

K petrografickému typu pyroxénické andezity s amfibolom môžeme zaradiť vzorky 29 – Javorinka, 37 – Bystré (foto 3) a 17 a 1 320 – Strunga. Pre tieto horniny je charakteristická prítomnosť *opacitizovaného amfibolu*.

Horniny majú porfýrickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou. *Výrastlice* tvorí plagioklas, klinopyroxén, ortopyroxén a opacitizovaný amfibol. Vo vzorke 37 klinopyroxény neboli identifikované. Opakové fázy predstavujú titanomagnetit a ilmenit.

V jednotlivých vzorkách sú rôzne typy *základnej hmoty*. Základná hmota vo vzorke 29 je svetlá a tmavá. Tvorí ju plagioklas, pyroxény, titanomagnetit, ilmenit, alkalický (draselný?) živec a kremeň. Svetlá základná hmota má vyšší podiel kremeňa ako tmavá.

Sivohnedá základná hmota tvorená plagioklasom, titanomagnetitom, ilmenitom, pyroxénmi a kremeňom je prítomná vo vzorkách 17 a 37.

Vo vzorke 1 320 je základná hmota tmavá, ale v nej sú na dvoch miestach oválne útvary základnej hmoty svetlej farby, tvoriace akoby „vrstvu“. Tmavú aj svetlú základnú hmotu tvorí plagioklas, draselný živec, kremeň, ortopyroxén a titanomagnetit.

*Plagioklasy* sú vo vzorkách prevažujúcim minerálom. Tvoria výrastlice a sú súčasťou základnej hmoty. Sú lištovitité, tabuľkovité a ihličkovité. Tvoria súčasť asociácie minerálov, ktoré spôsobujú opacitizáciu amfibolov. Vo vzorke 17 sa našiel aj restit nataveného plagioklasu s  $An_{78,5}$ .

Pre plagioklasy je charakteristická zonálnosť a dvojčatenie – polysyntetické lamelovanie a karlovarské zrasty.

Plagioklasy obsahujú rôznu podiel uzavrenín, ktoré tvorí prevažne sklo. Uzavreniny môžu byť alterované. Vo vzorke 29 má väčšina plagioklasov len menšie množstvo uzavrenín. Niekoľko výrastlíc má uzavreniny usporiadané do zóny pri okraji. Vo vzorkách 17, 37 a 1 320 sú inklúzie vo vnútornej časti plagioklasu, alebo sú usporiadané do zóny v okrajovej časti. Iné plagioklasy inklúzie neobsahujú alebo len v malom množstve.

Plagioklasy boli analyzované vo vzorkách 17 a 1 320. Ich zloženie sa nachádza v intervale  $An_{50-82}$  (*labradorit* až *bytownit*). Jeden plagioklas základnej hmoty vo vzorke 1 320 má *andezínové* zloženie. Plagioklasy v restitoch amfibolov (opacitizácia) vo vzorke 17, pokiaľ ide o obsah An aj Or, majú variabilné zloženie. Natavený plagioklas je pomerne bázičkový ( $An_{78,5}$ ).

Vo všetkých vzorkách okrem vzorky 37 sú prítomné *klinopyroxény aj ortopyroxény*. Ortopyroxény dominujú nad klinopyroxénmi, vo vzorke 37 klinopyroxény neboli identifikované. Pyroxény môžu vytvárať glomeroporfýrické agregáty, v ktorých je niekedy prítomný plagioklas.

*Klinopyroxény* väčšinou vystupujú vo forme drobných zrn a malých výrastlíc. Vo vzorke 17 sú aj väčšie výrastlice. Klinopyroxény sú jedným z produktov opacitizácie amfibolov. Vo vzorke 17 a 1 320 môžu mať klinopyroxény reakčný lem tvorený ortopyroxénom.

*Ortopyroxény* tvoria jedinca rôznej veľkosti. Vyznačujú sa svetlohnedo-zelenkavým pleochroizmom. Obsahujú uzavreniny apatitu, titanomagnetitu, ilmenitu a plagioklasu. Vo vzorke 17 tvoria aj reakčné lemy okolo klinopyroxénov a opacitizovaných amfibolov.

Analyzované klinopyroxény vo vzorke 17 majú *augitové až diopsidové* zloženie. Analyzovaná výrastlica z agregátu má pomerne homogénne zloženie a veľkosť Mg# 70 a 68. Výrastlica má normálnu zonálnosť. Klinopyroxény, ktoré sú produktom opacitizácie amfibolu, majú variabilné zloženie. Dva z týchto klinopyroxénov (foto 17/14) majú aj vysoký obsah Al a Ti ( $Al_2O_3$  5,09 a 7,75 %;  $TiO_2$  1,43 a 1,36 %). Ďalší z nich sa vyznačuje vysokým obsahom  $TiO_2$  (2,81 %). Dve analýzy klinopyroxénu, ktorý narastá na ortopyroxén, majú pomerne vysokú hodnotu Mg# (77 a 80). Analýza čas-

ti tohto klinopyroxénu, ktorá je bližšie k ortopyroxénu, vyznačuje vysoký obsah Al a Ti (7,31 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 1,10 %  $\text{TiO}_2$ ).

Výrastlice ortopyroxénov, ortopyroxény uzavreté v iných mineráloch a reakčné lemy tvorené ortopyroxénmi majú *enstatitové* zloženie. Jeden reakčný lem má už *pigeonitové* zloženie ( $\text{Wo} = 6,8$ ). Výrastlice sú reverzne zonálne a majú pomerne nízke horčíkové číslo (54 – 62).

Zvláštne postavenie majú pyroxény, ktoré sú súčasťou opacitizácie amfibolu a ktoré majú *pigeonitové* zloženie.

Analyzované klinopyroxény vo vzorke 1 320 zodpovedajú *augitom* s  $\text{Mg\#}$  okolo 67. Oba sú lemované ortopyroxénmi s *enstatitovým* zložením. Tieto ortopyroxény majú najvyšší podiel  $\text{Wo}$  zložky (takmer 5) spomedzi ortopyroxénov analyzovaných v tejto vzorke.

Analyzovali sa aj dve malé výrastlice ortopyroxénov a dva ortopyroxény základnej hmoty. Majú *enstatitové* zloženie. Jeden z malých ortopyroxénov má výraznú reverznú zonálnosť. Najnižšie  $\text{Mg\#}$  majú ortopyroxény základnej hmoty.

**Amfiboly** sú čiastočne alebo úplne opacitizované (foto 14). Opacitizácia je tvorená minerálnou asociáciou  $\text{opx} - \text{cpx} - \text{pl} - \text{Ti-mag} - \text{ilm}$ . Vo vzorke 29 sú amfiboly veľmi zriedkavé. Amfiboly sú pomerne malé a sú prítomné aj v základnej hmote.

Tam, kde bol ešte zachovaný amfibol, bolo možné určiť jeho zloženie. Zložením amfiboly zodpovedajú *pargasitu* (vzorky 29 a 1 320) a *edenitu* (vzorka 17).

**Titanomagnetity a ilmenity** vytvárajú malé výrastlice, vystupujú v asociácii s ortopyroxénmi a sú súčasťou základnej hmoty. Takisto sú produktom opacitizácie amfibolu.

**Apatity** sú uzavreté v ortopyroxénoch (vzorka 29).

V základnej hmote sa nachádza **kremeň** a ( $\pm$ )**draselný živec**.

Vo vzorke 37 sa nachádza malý agregát **kremeňa**, ktorý pravdepodobne vyplňa dutinu. Je tu aj pomerne veľký **agregát** (veľkosť asi 3 mm) tvorený plagioklasmi, ktoré sú takmer celé zatlačené inklúziami. Okrem toho ho tvoria ortopyroxény a opakové minerály. Ďalší **agregát** (veľkosť asi 2 mm) je zložený po obvode z plagioklasov, drobných ortopyroxénov(?) a biotitu(?). Vnútri sa nachádza hnedý pleochroický minerál vyznačujúci sa štiepatelnosťou, ktorým je pravdepodobne *biotit*.

V jednej časti výbrusu zo vzorky 17 je svetlejšia základná hmota, ktorá je podľa všetkého súčasťou xenolitu. V tejto časti vzorky boli identifikované **xenokryštály kremeňa** a restit **nataveného plagioklasu**. V xenolite je väčšie množstvo drobného ortopyroxénu.

### Amfibolicko-pyroxénické andezity

Medzi amfibolicko-pyroxénické andezity patria vzorky so zachovaným amfibolom, a to 2 – Čierny jeleň (foto 4) a 21 – Úplaz. K nim zaraďujeme aj vzorku 1 271 – Brusniansky grúň, pretože obsahuje veľké výrastlice amfibolu, hoci opacitizovaného.

Vzorky 2 a 21 majú porfýrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Vzorka 1 271 má mikrokryštalickú základnú hmotu. Výrastlice tvoria plagioklas, klinopyroxén, ortopyroxén a amfibol. Prítomný je aj titanomagnetit a ilmenit. **Základná hmota** sivej farby vo vzorkách 2 a 21 obsahuje sklo, ihličky a drobné tabuľky plagioklasu, ortopyroxén,  $\pm$

apatit, titanomagnetit a ilmenit. Vo vzorke 1 271 základnú hmotu tvorí plagioklas, pyroxény, restity po amfiboloch, titanomagnetit, ilmenit a kremeň.

**Plagioklasy** sú prevažujúce minerály. Sú tabuľkovité, lištovité a ihličkovité a všesmerne usporiadané. Plagioklasy sú zonálne (napr. oscilačná zonálnosť), polysynteticky a karlovarsky zdvojitované. Niektoré neobsahujú inklúzie alebo obsahujú len ich malé množstvo, v prípade iných inklúzie zatlačujú celé vnútro alebo sú sústredené do zóny blízko okraja. Inklúzie vo vzorke 2 tvoria sklo, ktoré je vo veľkej miere postihnuté premenou (pravdepodobne ide o kaolinizáciu), vo vzorke 21 sklo a ortopyroxén a vo vzorke 1 271 sklo, ortopyroxén a opakové fázy.

Obsah  $\text{An}$  zložky v analyzovaných plagioklasoch vo vzorke 2 varíruje od 53 do 75 (*labradorit až bytownit*). Na diagrame znázorňujúcom variabilitu zloženia analyzovaných výrastlíc môžeme vidieť pomerne širokú variabilitu v zložení, ktorú spôsobuje oscilačná zonálnosť. Vnútorne časti a stredy plagioklasov majú kyslejšie aj bázejšie zloženie, lemy sú skôr bázejšie. Najkyslejšie zloženie ( $\text{An}_{54}$ ) má plagioklas základnej hmoty.

Vo vzorke 21 bola analyzovaná veľká a malá výrastlica plagioklasu. Ich zloženie sa nachádza v rozmedzí  $\text{An}_{57-81}$ , čo zodpovedá *labradoritu až bytownitu*. Obe výrastlice vyznačujú normálnu zonálnosť. Väčšia z nich má oscilačnú zonálnu okraj.

Plagioklasy vo vzorke 1 271 zložením  $\text{An}_{55-80}$  zodpovedajú *labradoritu až bytownitu*. Vyznačujú normálnu aj reverznú zonálnosť.

**Ortopyroxény** (foto 13) výrazne prevažujú nad **klinopyroxénmi**. Klinopyroxény sa vyznačujú charakteristickým dvojitým. Obsahujú inklúzie titanomagnetitu, ilmenitu a apatitu (vzorka 2). Klinopyroxén vo vzorke 2 má tenký reakčný lem tvorený ortopyroxénom. Výrastlice ortopyroxénov sú slabo pleochroické. Obsahujú uzavreniny titanomagnetitu, ilmenitu, apatitu a plagioklasu.

Pyroxény vytvárajú samostatné zrná alebo malé glomeroporfýrické agregáty, v ktorých bývajú aj plagioklasy.

Klinopyroxény majú *augitové* a ortopyroxény *enstatitové* zloženie. Jeden klinopyroxén vo vzorke 21 má *diopsidové* zloženie.

Pre analyzované ortopyroxény zo vzorky 2 je charakteristická reverzná zonálnosť. Analyzované jadrá (vnútorné časti) ortopyroxénov majú vo všeobecnosti nižšie horčíkové číslo ako lemy a okraje. Na diagrame  $\text{Mg\#}$  vs.  $\text{Wo}$  vzorky 2 môžeme pozorovať, že na jadro (vnútornú časť) ortopyroxénu s nižším horčíkovým číslom narastá lem s vyšším  $\text{Mg\#}$ , po ktorom môže nasledovať rast normálneho zonálneho pyroxénu (pokles  $\text{Mg\#}$ ).

Zloženie klinopyroxénov vo vzorke 21 zodpovedá *augitu*, jeden klinopyroxén má už *diopsidové* zloženie ( $\text{Wo}$  viac ako 45). Hodnoty  $\text{Mg\#}$  v rámci analyzovaných klinopyroxénov môžu vykazovať malé rozdiely (klinopyroxén s  $\text{Mg\#}$  66 až 72) alebo veľké rozdiely (napr. výrastlica s jadrom s  $\text{Mg\#} = 64$  je obrastená lemom s oveľa vyšším  $\text{Mg\#} = 78$ ). Jeden z analyzovaných klinopyroxénov má jadro s vysokým obsahom Al (5,35 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Zloženie ortopyroxénov zodpovedá *enstatitu*. Pre ortopyroxény je typická reverzná zonálnosť, keď jadro alebo celé vnútro je bohatšie na Fe ako lem alebo okraj. Niekedy je tento rozdiel veľmi výrazný. Jedna z analyzovaných vý-

rastlíc (súčasť malého agregátu s klinopyroxénom a amfibolom) má veľmi variabilné zloženie (body na diagrame sú spojené zelenou čiarou). Ortopyroxény uzavreté v iných mineráloch majú hodnotu Mg# podobnú vnútorným častiam výrastlíc.

Analyzované klinopyroxény zo vzorky 1 271 majú *augitové* zloženie a sú normálne zonálne – vnútorné časti majú vyššie Mg# ako okraje. Dve analýzy klinopyroxénov udávajú okolo 6 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Ortopyroxény majú *enstatitové* zloženie. Variabilita v zložení sa prejavuje aj v rámci jedného ortopyroxénu, ako to môžeme vidieť na príslušnom diagrame.

**Amfiboly** vytvárajú jedince s opacitovým lemom rôzneho rozsahu. Vystupujú vo forme väčších výrastlíc a drobnejších zrn, vo vzorke 21 majú väčšinou malé rozmery. Amfiboly sa vyznačujú výrazným svetlohnedo-tmavohnedým pleochroizmom. V niektorých amfiboloch sa našli zelenkavé jadrá (foto 15), v dvoch prípadoch majú jadrá intenzívnu zelenú farbu. Veľké opacitované výrastlice vo vzorke 1 271 poikiliticky uzatvárajú plagioklas, prípadne ortopyroxény. V tejto vzorke sú opacitované amfiboly prítomné aj v základnej hmote.

Amfiboly majú *pargasitové* zloženie. Zloženie výrazne zeleného jadra vo vzorke 2 a restitov amfibolu vo vzorke 1 271 je *edenitové*.

**Titanomagnetity a ilmenity** tvoria samostatné zrná, inklúzie v mineráloch (pyroxény) alebo sú súčasťou základnej hmoty. Ako inklúzie v pyroxénoch sú prítomné aj *apatity*.

**Sklo** sa vyskytuje v dvoch formách – *sklo uzavreté v plagioklasoch* a *sklo v základnej hmote*. Analyzované sklo má *ryolitové* zloženie.

Vo vzorke 1 271 je ako súčasť základnej hmoty prítomný aj *kremeň*. Vzorka obsahuje aj sekundárny kremeň, ktorý vystupuje ako výplň pukliny. Spolu s ním je prítomný aj *biotit*, ktorý má tiež sekundárny pôvod.

Vo vzorke 2 sa nachádzajú dva *xenolity* tvorené plagioklasmi a pyroxénmi.

Základnou charakteristikou študovaných vzoriek je ich **veľká rozmanitosť**, a to z niekoľkých pohľadov:

- rozdiely medzi jednotlivými vzorkami – ich vzhľad, ktorý možno pozorovať v mikroskope (minerálne zloženie, podiel výrastlíc a základnej hmoty, sfarbenie základnej hmoty, intenzita alterácií),

- rozdiely v jednotlivých minerálnych fázach v rámci jednej vzorky (rôzna veľkosť výrastlíc, výrazné rozdiely medzi jednotlivými zónami v jednom kryštáli),

- veľká variabilita v chemickom zložení jednotlivých minerálov.

Najhorejšie minerály v jednotlivých vzorkách sú **plagioklas**. Dosahujú rôznu veľkosť: od veľkých výrastlíc a glomeroporfýrických agregátov (napr. glomeroporfýrický agregát plagioklasov vo vzorke 146 má dĺžku asi 6 mm) až po ihličky a malé tabuľky v základnej hmote. Ich zloženie vo všeobecnosti zodpovedá *labradoritu až bytownitu*.

V plagioklasoch môžeme pozorovať *normálnu a reverznú* zonálnosť. Pri normálnej zonálnosti smerom zvnútra von rastie obsah Na a klesá obsah Ca. Pri reverznej zonálnosti je to opačne.

Čisté plagioklas (alebo takmer bez inklúzií) kryštalizovali priamo z magmy a ich zonálnosť odráža meniace sa podmienky na rozhraní kryštalizujúci plagioklas – magma.

Plagioklas v študovaných vzorkách však často obsahujú *inklúzie*. Tvorí ich sklo, ktoré môže byť alterované, pyroxény, titanomagnetit, ilmenit a apatit. Tieto inklúzie môžu byť prítomné vo vnútornej časti plagioklasu, ktorú niekedy takmer úplne zatlačajú, alebo sú obmedzené na zónu pri okrajovej časti plagioklasu. Minerály tvoriace inklúzie nie sú iné ako koexistujúce fenokryštály (Gill, 1981).

Plagioklas s jadrom vyplneným inklúziami, najčastejšie skla, poukazujú na rozpúšťanie (resorpciu) jadra v hostiteľskej tavenine (Cole et al., 2000). To poukazuje na ich nerovnovážny vzťah. Takáto štruktúra jadra plagioklasu sa nazýva *sitová*. Okolo jadra narastá okraj bez inklúzií.

Ďalší typ plagioklasov má inklúzie obmedzené na zónu blízko okraja. Morrice a Gill (1986) nazývajú zónu s inklúziami *celulárna zóna*. Podľa tvaru vnútorného okraja zóny (okraj zo strany jadra plagioklasu) možno určiť, v akom procese táto zóna vznikla: *resorpciou* (napr. Dungan a Rhodes, 1978, in Morrice a Gill, 1986), keď sú vnútorné okraje difúzne, alebo *rastovým mechanizmom* za podmienok nasýtenia fluidami (*vapour phases*; Lofgren, 1974a, in Morrice a Gill, 1986), keď sú vnútorné okraje ostré. Plagioklas v študovaných vzorkách majú *difúzne vnútorné okraje*, čo odráža proces resorpcie. Resorpciu môže iniciovať pokles tlaku, nárast P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> alebo *mixing* s horúcejšou magmou (Morrice a Gill, 1986).

Ďalším charakteristickým znakom plagioklasov v študovaných horninách sú často veľké rozdiely v zložení medzi jednotlivými zónami. Napríklad jedna z výrastlíc plagioklasu má jadro s An<sub>49</sub>, ktoré je resorbované. Okolo neho narastá lem s výrazne vyšším obsahom An = 74 (vápenatejší) – pozri diagram An vs. Or vzorky 4 – Kalamárka. Zvyšok kryštálu je oscilačne zonálny a navyše obsahuje celulárnu zónu s difúznymi vnútornými okrajmi.

Reverzná zonálnosť, celulárna zóna a sitová štruktúra v kryštáloch plagioklasov tohto typu poukazujú na *mixing* magiem.

Výrastlice klinopyroxénov zložením väčšinou zodpovedajú *augitom* a výrastlice ortopyroxénov *enstatitom*.

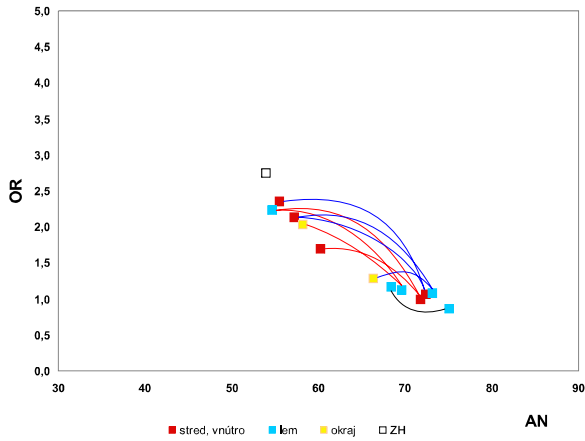
Charakteristickou vlastnosťou klinopyroxénov aj ortopyroxénov je zonálnosť (Gill, 1981). Je to kontinuálna zonálnosť, keď výrastlicu tvorí len jeden typ pyroxénu.

Kontinuálna zonálnosť, podobne ako pri plagioklasoch, môže byť normálna a reverzná. Pre pyroxény študovaných hornín je charakteristická *reverzná zonálnosť*, zvlášť medzi jadrom výrastlice a lemom, ktorý na ňu narastá. Vo vzorkách môžeme nájsť aj nezonálne pyroxény, prípadne len s minimálnou zonálnosťou. Ak jeden pyroxén lemuje pyroxén iného typu, ide o diskontinuálnu zonálnosť. V študovaných vzorkách je jej charakteristickým príkladom *narastanie klinopyroxénu na ortopyroxén*. Ďalším znakom je prítomnosť *reakčných lemov* tvorených ortopyroxénom okolo klinopyroxénu.

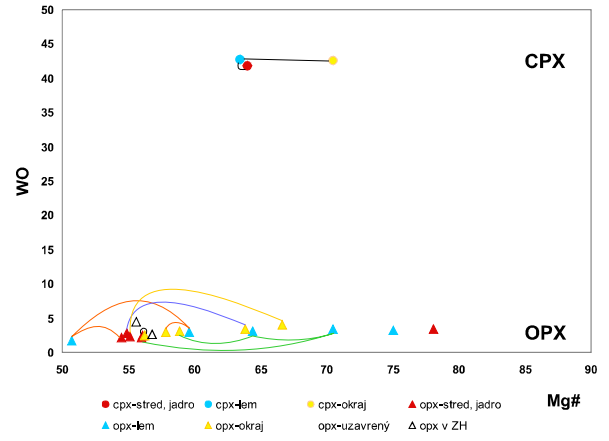
Reverznú zonálnosť reprezentujú jadrá v pyroxénoch vyznačujúce sa nižším Mg# ako lemy, ktoré ich obrastajú. Tieto jadrá môžu mať pri pozorovaní v mikroskope zelenkavé sfarbenie.

Zaujímavosťou sú klinopyroxény so zvýšeným obsahom Al a Cr. Jeden z analyzovaných klinopyroxénov má vnútro s veľmi vysokým Mg# (vyše 88) a so zvýšeným obsahom chrómu (1,38 a 0,76 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Toto zloženie už zodpovedá chrómdioopsidu až chrómaugitu. Iná časť tohto

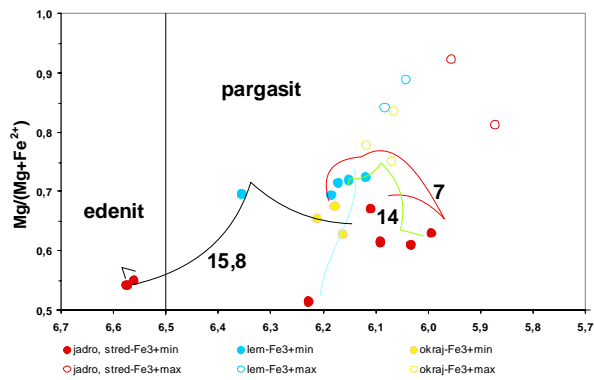
POLANA – plagioklasy – vzorka 2



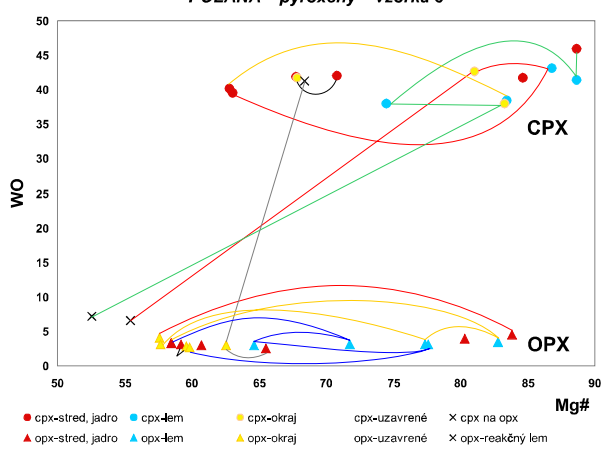
POLANA – pyroxény – vzorka 2



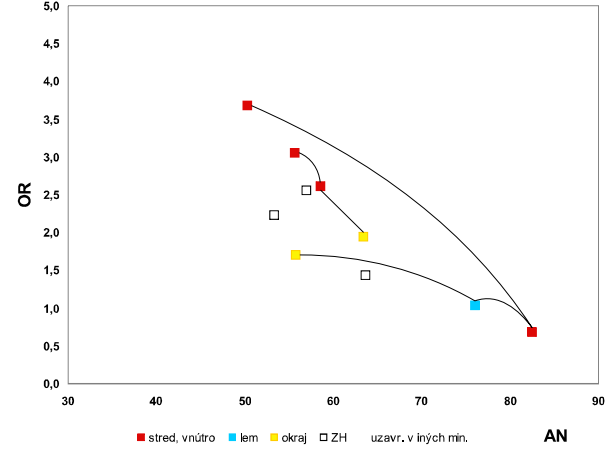
POLANA – amfiboly – vzorka 2



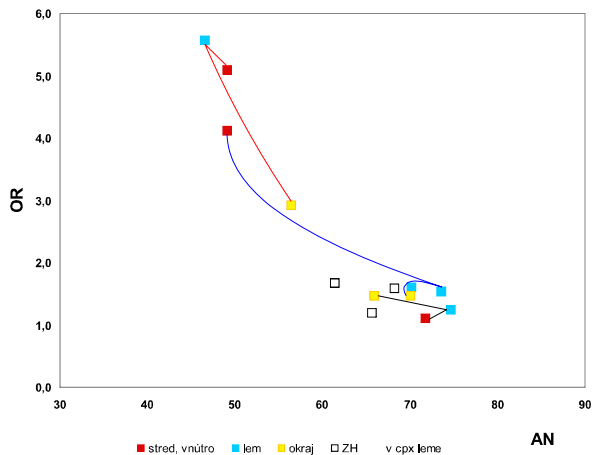
POLANA – plagioklasy – vzorka 3



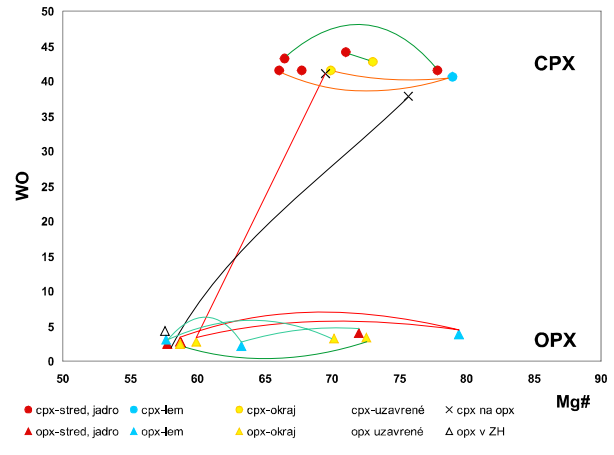
POLANA – pyroxény – vzorka 3

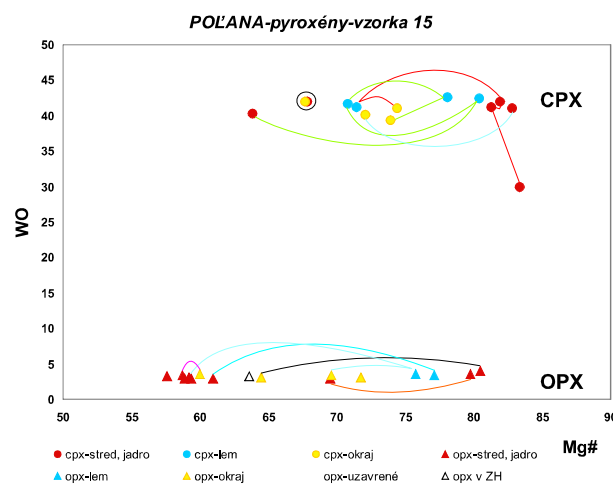
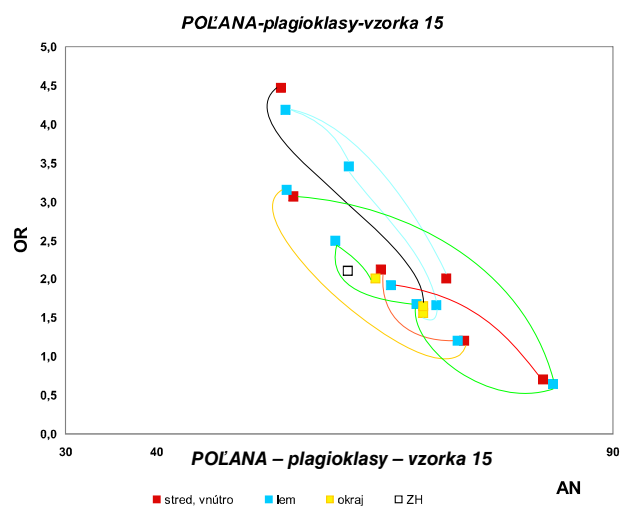
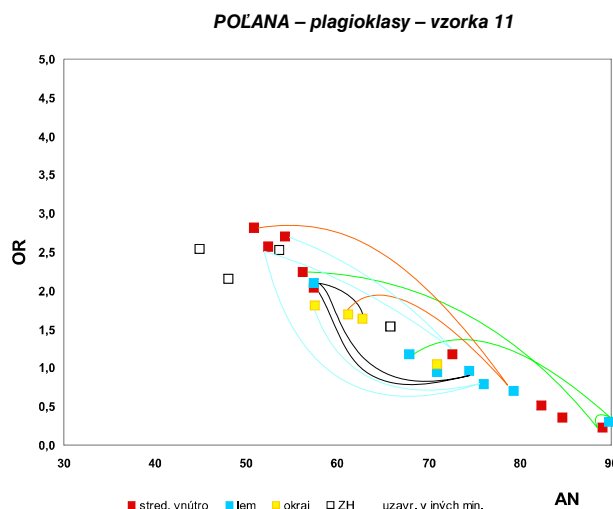
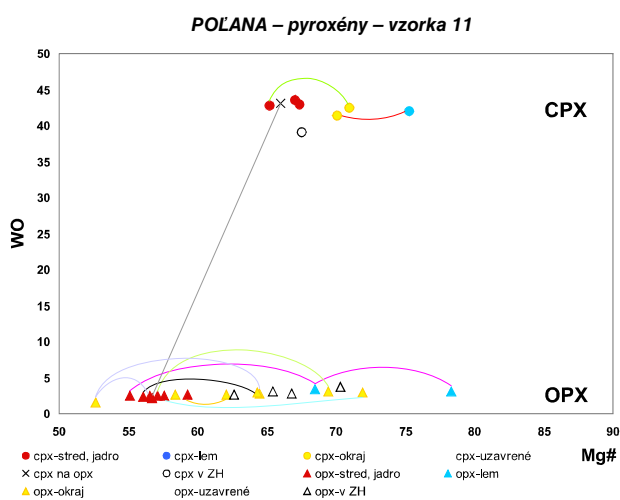
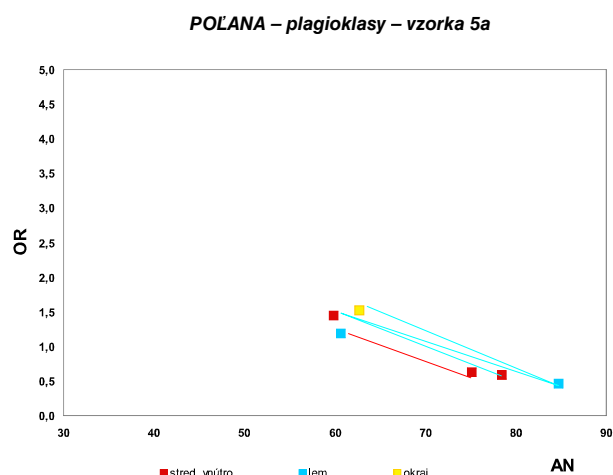
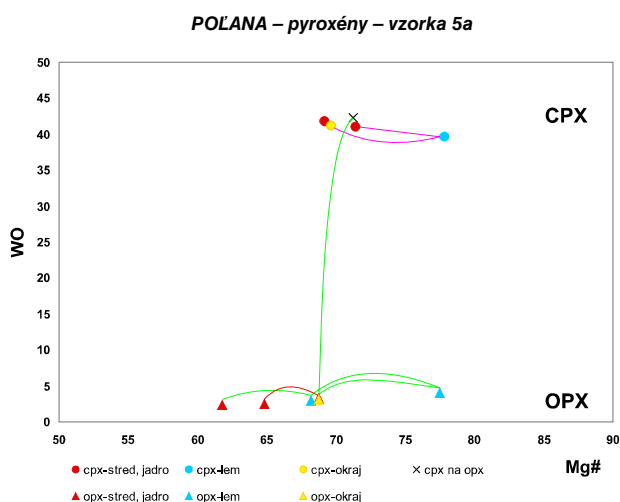


POLANA – plagioklasy – vzorka 4



POLANA – pyroxény – vzorka 4



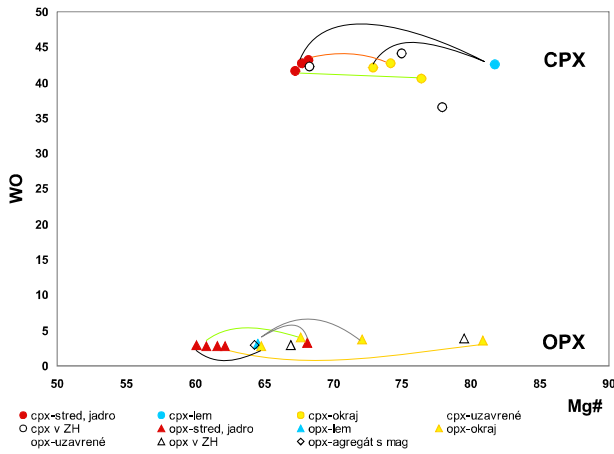


kryštálu má pomerne vysoký obsah  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5,62 %). Iný klinopyroxén má jadro s najnižšou hodnotou Wo zo všetkých analyzovaných klinopyroxénov (30) a svetlejšie jadro s vysokým obsahom Al (6,54 a 5,25 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Okrem toho majú obe jadrá vysoké Mg#, vyššie ako 80. Obe jadrá boli resorbované a obrastené lemom s reverznou zonalnosťou a nižšími hodnotami Mg# (71 a 74). Ďalší klinopyroxén má vysoký obsah hliníka (asi 8 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) a zvýšený obsah titánu (1,45 %  $\text{TiO}_2$ ). Vyšší obsah Al poukazuje na zvýšený tlak pri vzniku pyroxénu a spolu

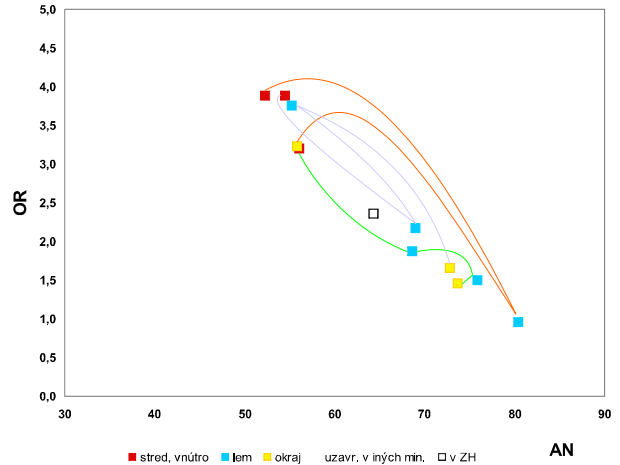
s vysokým obsahom Cr poukazuje na vznik týchto pyroxénov vo väčšej hĺbke, pravdepodobne vo vrchnom plášti.

Uvedené príklady svedčia o nerovnovážnom stave v magme (magmách), z ktorej sa tvorili študované andezity. Pyroxény s rôznym zložením vystupujúce aj v rámci jedného kryštálu odrážajú ich vznik pri rôznych podmienkach (rôzny stupeň diferenciácie magmy, rôzny tlak a teplota, rôzne zloženie magmy). To poukazuje na *interakciu rôznych magiem* v genéze andezitov Poľany.

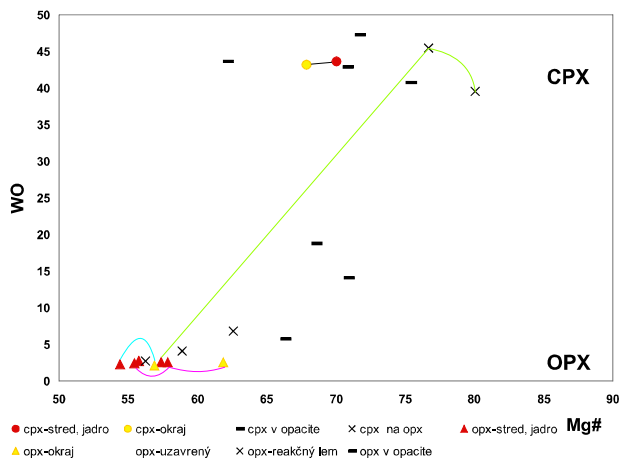
**POLANA – pyroxény – vzorka 16**



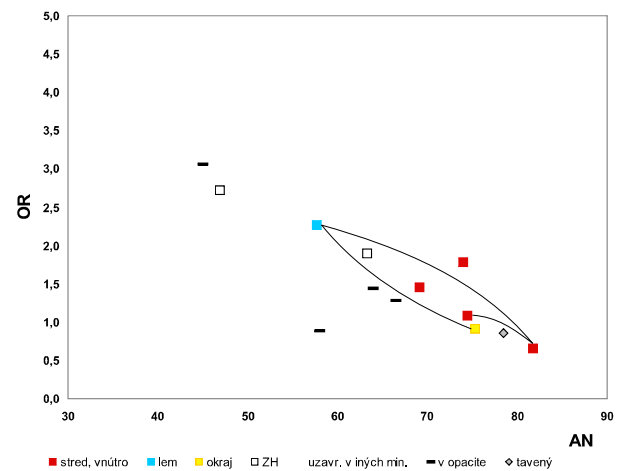
**POLANA – plagioklasy – vzorka 16**



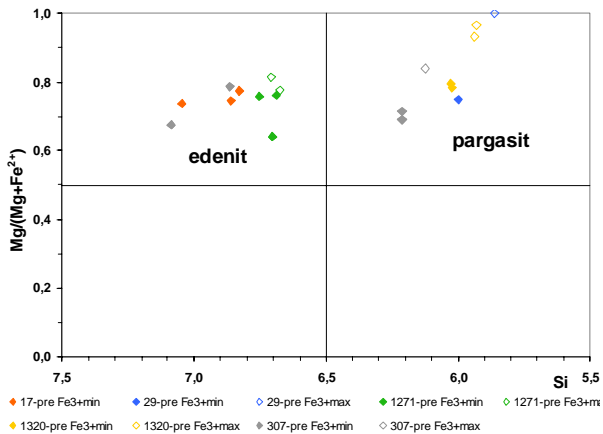
**POLANA – pyroxény – vzorka 17**



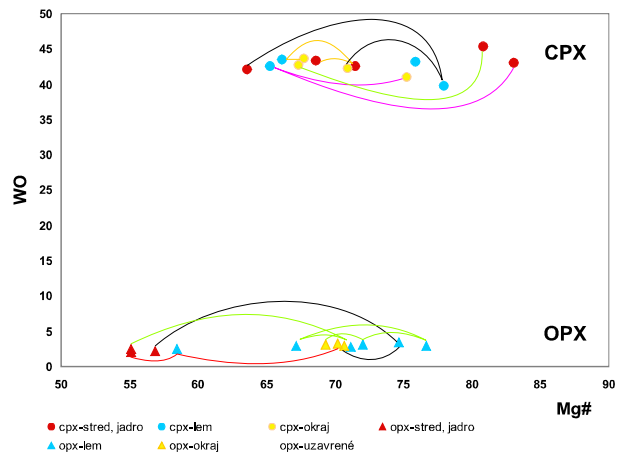
**POLANA – plagioklasy – vzorka 17**



**POLANA – restity amfibolov v opacitovaných amfiboloch – vzorka 17, 29, 307, 1 271 a 1 320**



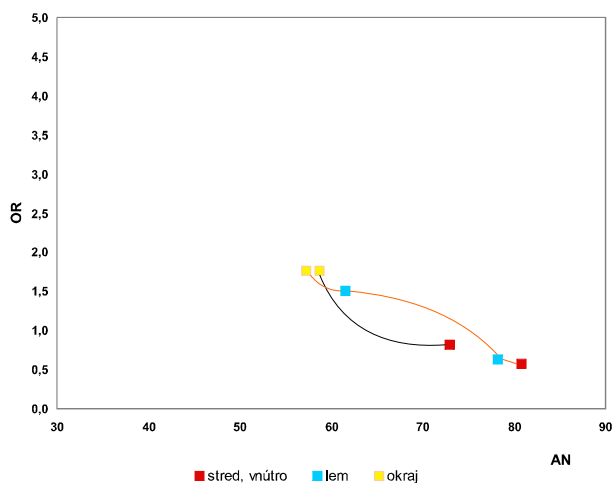
**POLANA – pyroxény – vzorka 21**



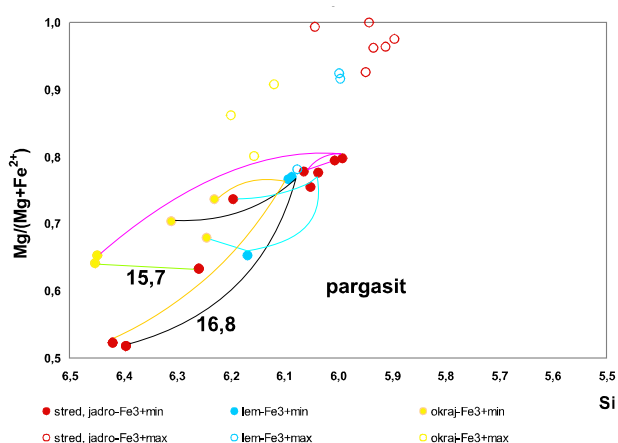
Amfiboly svojím zložením zodpovedajú najmä *pargasitom*, menej *edenitom*. Zachované amfiboly vo vzorkách 2 – Čierny jeleň, 21 – Úplaz a 29 – Javorinka sú podobne ako pyroxény zonálne, aj keď nie v takom rozsahu. Dokonca v dvoch amfiboloch boli identifikované zelenkavé jadrá. To takisto poukazuje na reverznú zonálnosť amfibolov. Amfiboly zachované v andezitoch spolu so sklovitou základnou hmotou v nich poukazujú na rýchly výstup magmy, z ktorej sa vytvorili.

V opacitovaných amfiboloch je pôvodný amfibol zachovaný iba v restitoch. Opacitizáciu tvorí minerálna asociácia *opx – cpx – pl – Ti-mag – ilm*, ktorá vznikla rozpúšťaním amfibolu. V týchto andezitoch je vykryštalizovaná základná hmota. Z tohto možno usúdiť, že pohyb magmy bol pomalý – amfibol zreagoval s taveninou, s ktorou bol v nerovnováhe, a základná hmota stačila vykryštalizovať.

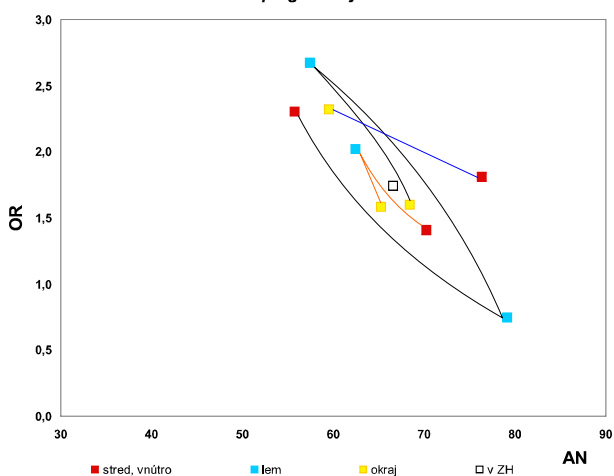
POLANA – plagioklasy – vzorka 21



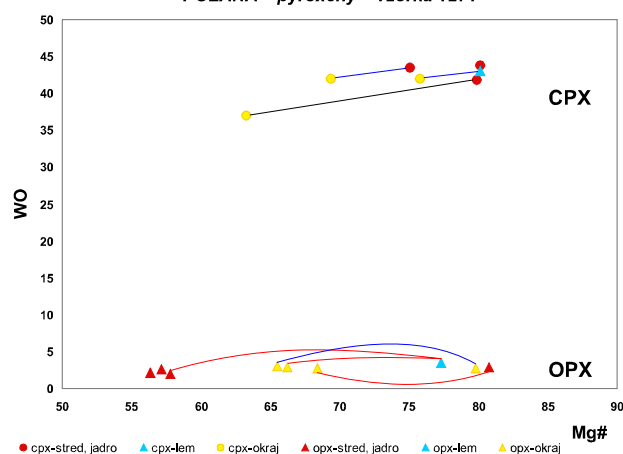
POLANA – amfiboly – vzorka 21



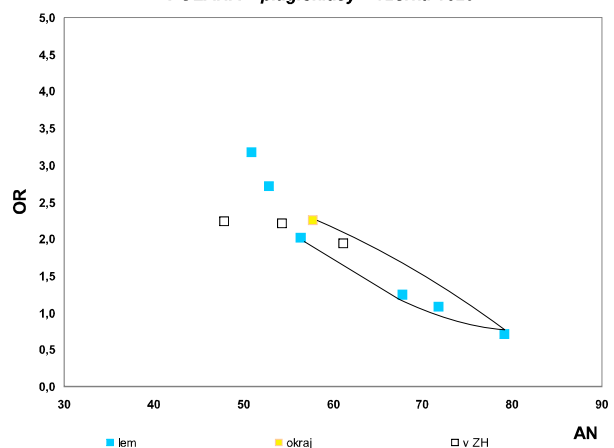
POLANA – plagioklasy – vzorka 1271



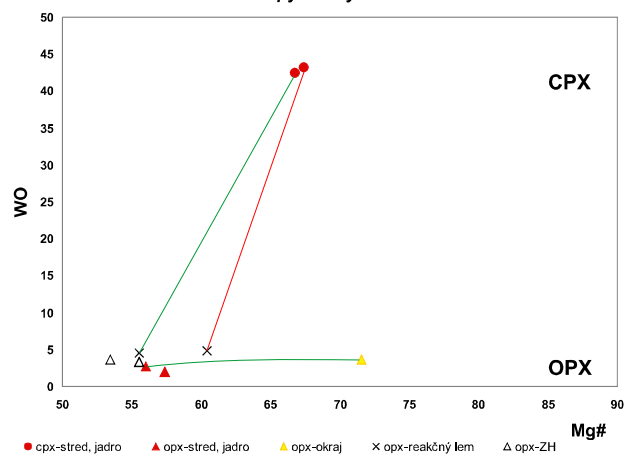
POLANA – pyroxény – vzorka 1271



POLANA – plagioklasy – vzorka 1320



POLANA – pyroxény – vzorka 1320



Rozdiely v základnej hmote v rámci jednej vzorky (napr. vzorka 3) pravdepodobne spôsobil *mixing* magiem v záverečných štádiách kryštalizácie.

### Geochemická charakteristika vulkanitov

Chemické analýzy sme robili na ôsmich vzorkáchandezitov formácie Poľana. Jednotlivé vzorky zo študovaného územia Poľana-východ sú označené takto: 1B, 1C, 5, 10, 12, 15, 16 a 29 a takto ich uvádzame v grafoch.

Na ich štúdium sme použili postupne petrografické grafy pomocou programu GCDkit, verzia 2.3 (Janoušek, Farrow a Erban, 2008). Tento program sme si vybrali preto, lebo sme mali k dispozícii staršie analýzy z územia Poľany (Dublan, 1981; Dublan et al., 1997) v súboroch ROC z programu NEWPET (pracoval v systéme DOS), ktorý sme kedysi často používali.

Program GCDkit súbory s koncovkou ROC nielen načítava, ale prevedie ich aj do súborov s koncovkou XLS. Tým sa práca veľmi zjednodušila a mohli sme porovnávať

staršie analýzy s novými. Staršie súbory obsahovali len silikátové analýzy, zatiaľ čo nové aj stopové prvky a prvky vzácnych zemín. Kvôli prehľadnosti sme sa rozhodli pre grafy s označením 1a, 2a, 3a, 4a, 5a, 6, 7 a 8 z nových analýz a kde to bolo možné, sme vytvorili tzv. porovnávacie grafy s označením 1b, 2b, 3b, 4b a 5b. Použili sme nasledujúce grafy:

• **AFM (Irvine a Baragar, 1971)**

Z uvedeného grafu vyplýva, že študované vulkanické horniny majú v podstate vápenato-alkalický charakter (obr. 1a), pričom staršie analýzy spadajú do tohto poľa istejšie (obr. 1b).

• **Variačný diagram FeOt/MgO – SiO<sub>2</sub>-FeOt/MgO (Miyashiro, 1974)**

Tento graf poukazuje na odklon výsledkov nových analýz od hranice medzi tholeiitovou sériou a vápenato-alkalickou sériou viac smerom doľava (obr. 2a), zatiaľ čo v prípade starších analýz smerom doprava (obr. 2b).

• **Variačný diagram SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O (Peccerillo a Taylor, 1976) a variačný diagram Co – Th (Hastie et al., 2007)**

Oba diagramy dokazujú vysoko draselný charakter vápenato-alkalickej série študovaných andezitov. Zaujímavé je, že vzorky vytvárajú skupinku, s výnimkou vzorky 5, ktorá spadá do poľa čisto vápenato-alkalickej série (obr. 3a, 6).

**Legenda k obrázkom 1a, 2a, 3a, 4a, 5a, 6, 7 a 8**

**Vzorky (Šimon, 2010):**

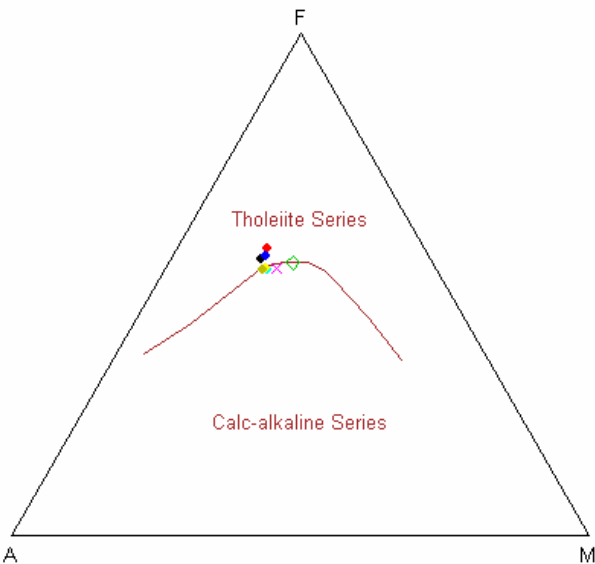
1 271	●	15	●
1C	●	16	×
5	□	12	●
29	●	10	●

**Legenda k obrázkom 1b, 2b, 3b, 4b a 5b**

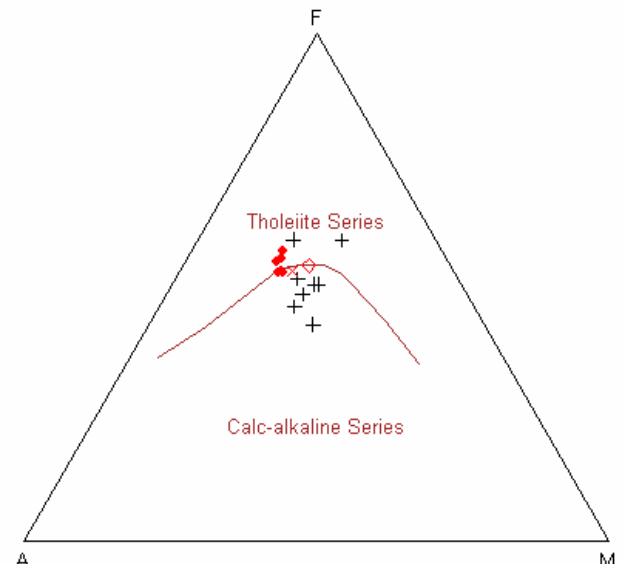
**Vzorky:**

Dublan (1981, 1997) +

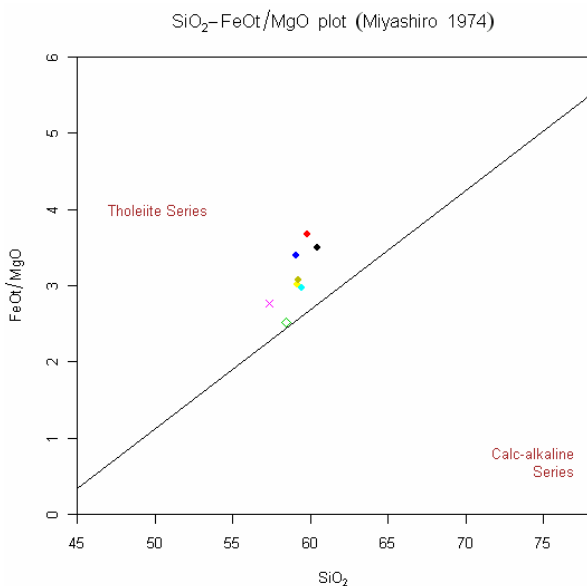
Šimon (2010) ● (vzorka 5 – □, vzorka 16 – ×)



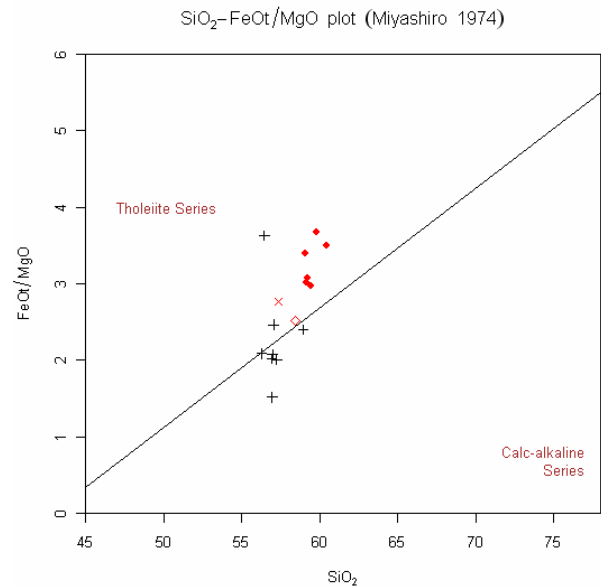
Obr. 1a. AFM diagram študovaných pyroxénických andezitov.



Obr. 1b. AFM diagram pyroxénických andezitov – porovnanie.

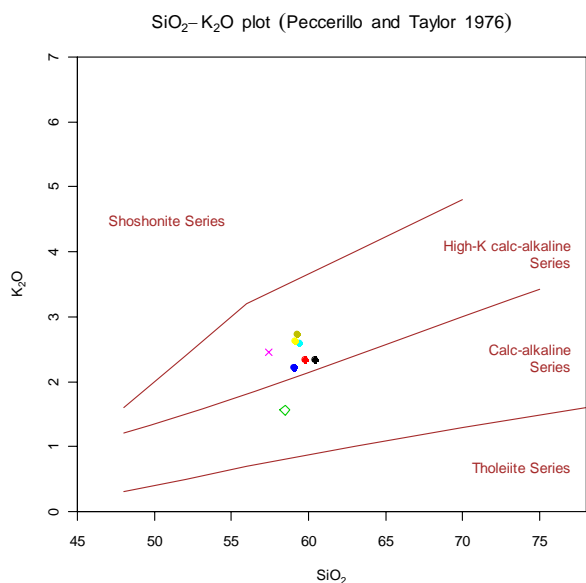


Obr. 2a. Diagram študovaných pyroxénických andezitov (Miyashiro, 1974).

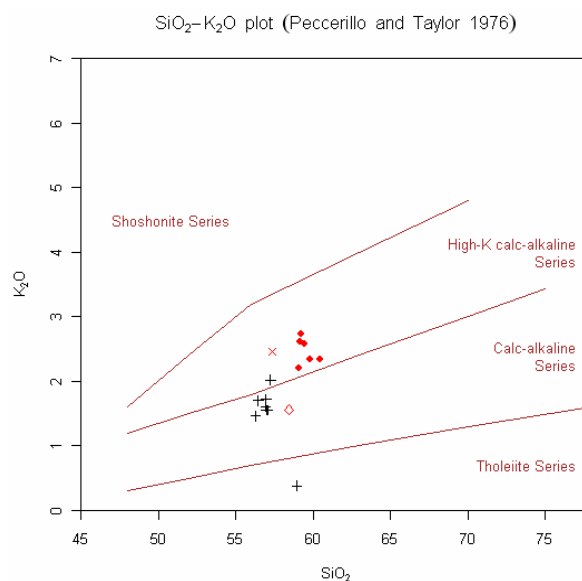


Obr. 2b. Diagram pyroxénických andezitov – porovnanie (Miyashiro, 1974)

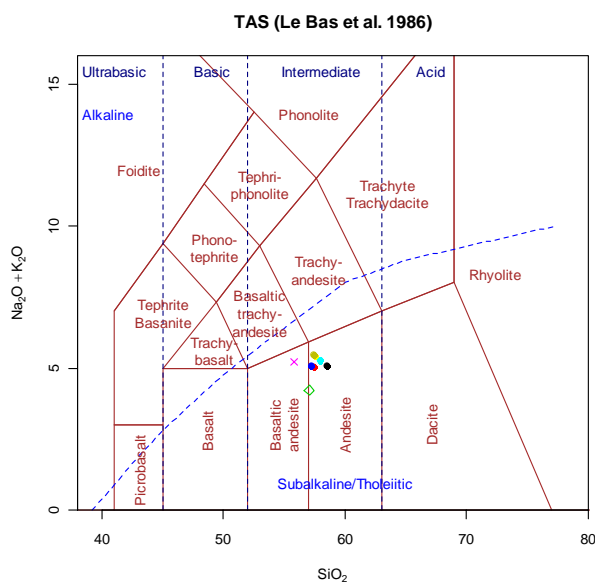




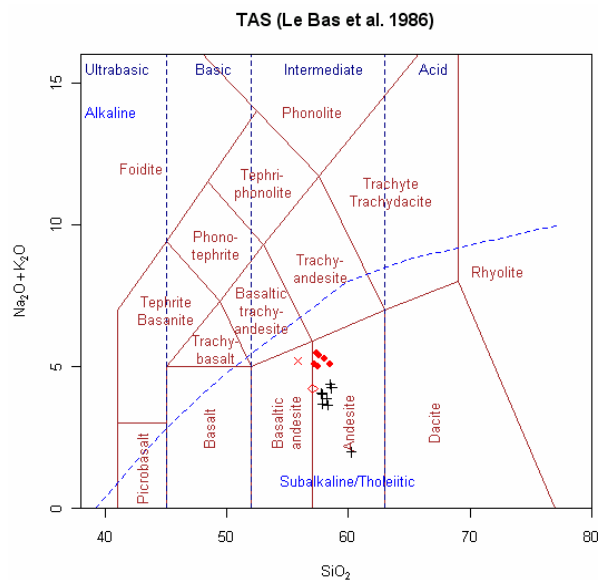
Obr. 3a. Diagram študovaných pyroxénických andezitov (Peccerillo a Taylor, 1976).



Obr. 3b. Diagram pyroxénických andezitov – porovnanie (Peccerillo a Taylor, 1976).



Obr. 4a. TAS diagram študovaných pyroxénických andezitov.



Obr. 4b. TAS diagram pyroxénických andezitov – porovnanie.

- **TAS (Le Bas et al., 1986).**

Táto klasifikácia bola zavedená na študovanie vulkanických hornín, ktoré obsahujú viac sklovitej základnej hmoty. Vychádza z chemického zloženia hornín. Z diagra mu vyplýva, že študované horniny spadajú do poľa andezitov, s výnimkou vzorky 16, ktorá patrí do poľa bazaltických andezitov a vzorky 5, ktorá je na hranici obidvoch skupín (obr. 4a).

- **Variačný diagram A/NK x A/CNK (Shand, 1943)**

Podľa tohto grafu sú všetky vzorky metaluminózne. Opäť tvoria skupinku, s výnimkou vzorky 5 (obr. 5a). Podľa starších analýz majú peraluminózný charakter (obr. 5b).

- **REE (sample/REE chondrites)**

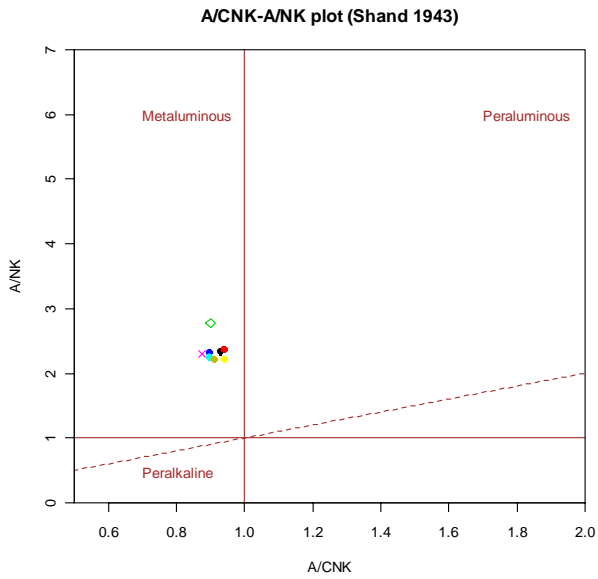
Vzorky vykazujú miernu negatívnu Eu anomáliu. Potvrďuje to proces frakčnej kryštalizácie. Vzorka 5 je znova mierne mimo skupinky ostatných vzoriek (obr. 7).

- **Variačný diagram Sm/Nd x Nd na určenie postupnosti frakčnej kryštalizácie magmy**

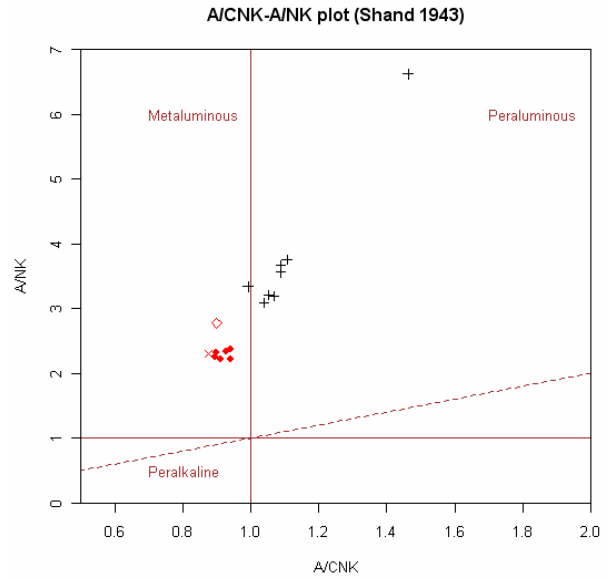
Diagram znova naznačuje predchádzajúci trend – všetky vzorky sú v skupinke, zatiaľ čo vzorka 5 je v poli menej frakčne kryštalizovanej magmy, keďže pomery Sm/Nd klesajú s postupujúcou frakčnou kryštalizáciou magmy (obr. 8).

Výsledky chemických analýz študovaných hornín územia Poľana-východ sa pohybujú na hranici vápenato-alkalickej série, vysoko draselnej, a vzorky majú metaluminózný charakter. Všetky spadajú do poľa andezitov, s výnimkou vzorky 16 – Poľana, ktorá spadá do poľa bazaltických andezitov. Vznikali v procese frakčnej kryštalizácie, pričom sa ukazuje, že vzorka 5 – Šovčíčka je v poli menej frakčne kryštalizovanej magmy.

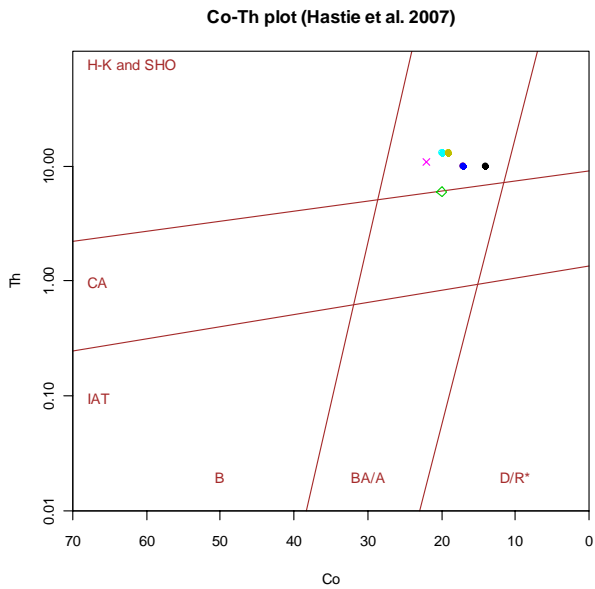
Starší súbor analýz (Dublan, 1981; Dublan et al., 1997) vykazuje čistejší, vápenato-alkalický charakter hornín, stredne draselný a peraluminózný.



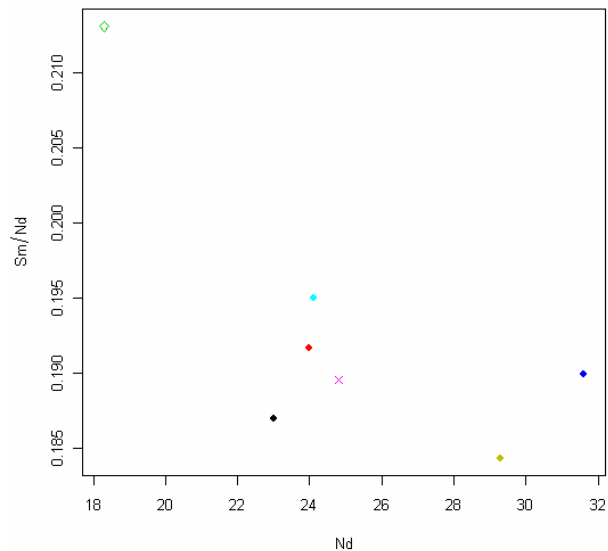
Obr. 5a. Diagram študovaných pyroxénických andezitov (Shand, 1943)



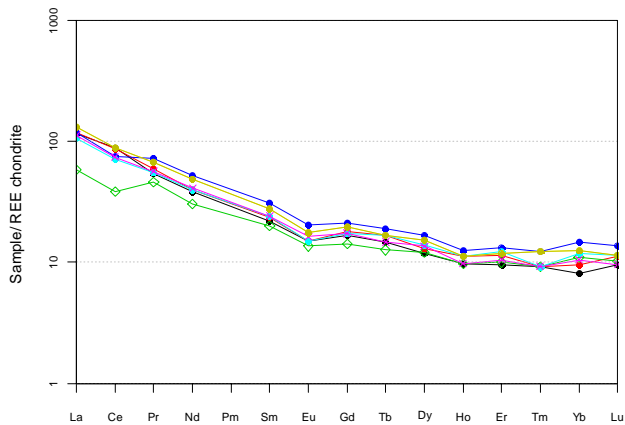
Obr. 5b. Diagram pyroxénických andezitov – porovnanie Shand, 1943).



Obr. 6. Diagram študovaných pyroxénických andezitov (Hastie et al., 2007).



Obr. 8. Diagram študovaných pyroxénických andezitov.



Obr. 7. Diagram REE študovaných pyroxénických andezitov.

Tab. 1. Chemické analýzy študovaných vzoriek s prepočítanými CIPW normami.

	1 271	1C	5	10	12	15	16	29
SiO <sub>2</sub>	60,43	59,80	58,46	59,25	59,14	59,44	57,39	59,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00	17,20	17,28	17,13	16,98	16,65	17,11	17,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,69	7,04	6,95	6,80	6,92	6,88	7,47	7,21
FeO	3,89	4,64	3,49	3,85	3,85	3,56	3,69	3,89
CaO	6,05	6,07	7,14	6,09	5,73	6,15	6,67	6,42
MgO	2,83	2,99	3,87	3,24	3,34	3,29	3,77	3,05
TiO <sub>2</sub>	0,810	0,780	0,680	0,799	0,863	0,765	0,925	0,806
MnO	0,130	0,130	0,118	0,139	0,121	0,114	0,136	0,157
K <sub>2</sub> O	2,33	2,34	1,56	2,73	2,62	2,58	2,45	2,21
Na <sub>2</sub> O	2,90	2,87	2,76	2,91	2,93	2,80	2,90	3,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,22	0,15	0,25	0,26	0,21	0,26	0,25
S celk.	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
SO <sub>3</sub>	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cl	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
F	0,05	0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Str. žih.	< 0,1	< 0,1	0,3	0,1	0,22	0,34	0,29	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,36	0,38	0,59	0,41	0,58	0,64	0,57	0,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,43	0,42	0,93	0,65	0,74	1	0,81	0,56
CO <sub>2</sub>	0,1	0,11	0,26	0,1	0,07	0,05	0,07	0,04
<b>CIPW</b>								
Q	18,31	16,88	16,72	15,16	15,75	16,63	13,04	16,17
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	13,77	13,83	9,22	16,13	15,48	15,25	14,48	13,06
Ab	24,54	24,29	23,35	24,62	24,79	23,69	24,54	25,55
An	26,49	27,14	30,15	25,62	25,44	25,24	26,43	26,55
Di	1,59	1,22	3,34	2,32	1,01	3,03	3,86	2,86
Hy	6,83	8,52	8,09	7,38	8,01	6,79	7,60	6,41
Mt	9,70	10,21	9,66	9,86	10,03	9,63	9,65	10,45
Il	1,54	1,48	1,29	1,52	1,64	1,45	1,76	1,53
Hm	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,24	0,81	0,00
Ap	0,55	0,52	0,36	0,59	0,62	0,50	0,62	0,59
Sum.	103,30	104,09	102,47	103,20	102,77	102,45	102,79	103,19
Ag	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
As	< 0,2	2	1,3	2	1,4	2,5	2,2	2,6
B	16	15	17	15	17	14	14	10
Ba	521	514	285	483	497	527	447	484
Be	1,5	1,5	0,8	1,5	1,7	1,4	1,4	1,4
Bi	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Ce	72	70	31	63	72	58	60	61
Co	14	17	20	20	19	20	22	17
Cr	18	18	30	22	16	33	23	13
Cs	< 2	< 2	< 2	6	3	5	2	3
Cu	14	13	57	49	42	36	22	25
Ga	19	19	19	19	18	18	18	20
Hg	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05
La	36	37	18	37	41	33	35	37
Li	11	14	8	16	15	16	17	13
Mo	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	3
Nb	21	19	8	22	25	23	22	19
Ni	4	6	9	14	11	16	13	4
Pb	16	17	7	14	14	20	11	12
Rb	80	79	51	112	108	98	95	80
Sb	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Sn	2	2	< 2	2	3	3	3	2
Sr	348	326	256	330	316	288	346	342
Th	10	10	6	13	13	13	11	10
U	5	3	3	4	6	4	4	7

	1 271	1C	5	10	12	15	16	29
V	152	131	165	130	125	144	157	130
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Y	20	22	17	24	24	26	24	23
Zn	73	77	61	68	66	67	69	69
Zr	132	138	89	150	161	153	148	134
Dy	3,8	4,2	3,9	4,4	4,9	4,5	4,4	5,4
Er	2	2,4	2,1	2,4	2,5	2,6	2,2	2,8
Eu	1,1	1,1	1	1,2	1,3	1,1	1,2	1,5
Gd	4,3	4,7	3,7	4,6	5,1	4,5	4,5	5,5
Ho	0,7	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,9
Lu	0,31	0,36	0,33	0,36	0,37	0,37	0,31	0,44
Nd	23	24	18,3	26	29,3	24,1	24,8	31,6
Pr	6,6	7,2	5,6	7,2	8,2	6,7	6,9	8,9
Sm	4,3	4,6	3,9	4,9	5,4	4,7	4,7	6
Tb	0,7	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,7	0,9
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4
Yb	1,7	2	2,3	2,3	2,6	2,5	2,2	3,1

### Faciálny model vulkanitov územia Poľana-východ

Na základe terénneho geologického profilovania, vulkanologického výskumu a litofaciálnej analýzy sme vo vulkanickej stavbe Poľany mohli rekonštruovať faciálny model územia, vulkanické prostredie, typy vulkanických produktov, charakter transportu a typy erupcií.

V študovanom území sme vyčlenili nasledujúce typy vulkanických produktov: 1. lávové prúdy, 2. vulkanický dóm, 3. uloženiny pyroklastických prúdov, 4. uloženiny napadaných pyroklastík, 5. uloženiny redeponovaných pyroklastík, 6. uloženiny epiklastických vulkanických hornín.

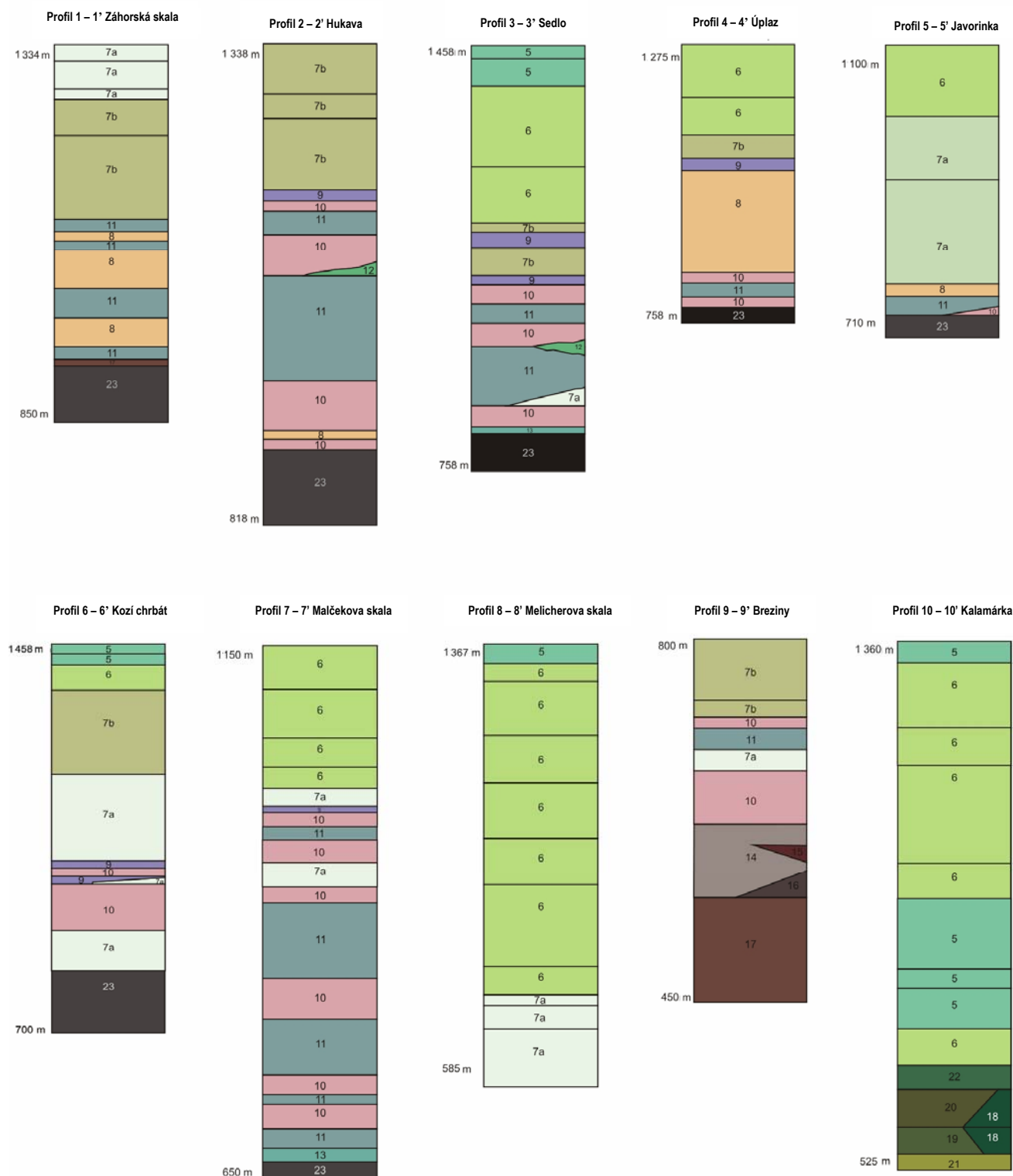
**Telesá lávových prúdov** reprezentujú významnú časť študovaného územia. Lávové prúdy sú uložené najmä vo formácii Poľana. Telesá lávových prúdov sú produktom efuzívnej vulkanickej aktivity, ktorá je charakteristická tým, že je neexplozívna. Lávové prúdy majú rôznorodý charakter vývoja odlučnosti. Odlučnosť lávových prúdov je blokovitá, hruboblokovitá, doskovitá, lavicovitá a stĺpcovitá. Povrch telesa lávového prúdu má charakter zbrekčovatenia s blokovým typom brekcie. Tento typ brekcie predstavuje blokový typ lávy. Lávová brekcia sa vytvára na báze, na povrchu a v čele lávového prúdu. Fragmenty v brekciách majú zväčša angulárny tvar. Brekcie väčšinou tvoria asi 20 % objemu telesa lávového prúdu. Lávové prúdy sú charakteristické tým, že majú strednú až veľkú hrúbku, ktorá sa pohybuje v rozmedzí 20 až 100 m. Majú sklon do 30 stupňov. Na základe opísaných znakov usudzujeme, že lávové prúdy sú uložené v prechodnej vulkanickej zóne (Cas a Wright, 1988) a sú typickým produktom andezitového vulkanizmu (McPhie et al., 1993).

**Vulkanický dóm** reprezentuje relikť telesa extrúzie andezitu uloženého v prostredí formácie Šútovka. Teleso extrúzie je výsledkom neexplozívnej vulkanickej aktivity. Je umiestnené stále na pôvodnom mieste. Extrúzia vznikla v období vrchného bádenu. Má rozmery 800 x 1 000 m. Je prekrytá lávovými prúdmi formácie Poľana. Relikt vulkanického dómu má blokovú až nepravidelnú odlučnosť. Extrúziu pyroxénicko-amfibolického andezitu s biotitom tvorí strednoporfýrický andezit sivej až tmavosivej farby, zväčša so základnou hmotou mikroliticko-hyalínneho charakteru. Vulkanický dóm formácie Šútovka extrudoval in situ

a v zmysle Casa a Wrighta (1988) je produktom puklinového vulkanizmu, využívajúc prostredie zlomovej tektoniky.

**Uloženiny pyroklastických prúdov** sa vyskytujú na viacerých miestach študovaného územia v sukcesii s vulkanoklastickými horninami. Vyskytujú sa najmä sv. od Detvy, sz. od Hriňovej alebo sz. od samoty Snohy. Pyroklastické prúdy sme opísali vo formácii Strelníky a formácii Poľana (pozri mapu facií územia Poľana-východ). Pyroklastické prúdy predstavujú produkty explozívnej vulkanickej činnosti. Vznikajú pri náhlom uvoľnení plynov nahromadených v magme. Sú uložené vo forme chaotickej masy, ktorá nemá znaky zvrstvenia alebo triedenia materiálu. Fácie pyroklastík majú podpornú štruktúru matrixu alebo klastov. V prípade prúdov vyskytujúcich sa vo formácii Strelníky pyroklastiká vytvárajú šošovkovitú polohu a na stavbe fácie sa podieľa aj nevulkanický materiál. Nevulkanický materiál reprezentujú drobné kremene, bridlice a granity. Matrix je palagonitizovaný, s charakterom tufovej, pemzovo-tufovej a popolovo-pemzovej substancie. Okrem fragmentov ryodacitov sú prítomné fragmenty andezitov. Andezity asi najviac pochádzajú z deštruovanej staršej stavby formácie Šútovka, ale aj zo súvekových formácií z okolia študovaného územia. Fragmenty sú prítomné v množstve do 10 % a majú veľkosť maximálne do 10 cm. Z uvedených poznatkov vyplýva, že pre fácie je charakteristický vyšší stupeň fragmentácie. Na základe opísaných charakteristík sú uvedené pyroklastické prúdy produktom freaticko-plíniovskej erupcie (Cas a Wright, 1988). Freaticko-plíniovská erupcia vznikla pri silnej freatomagmatickej explózii v dôsledku kontaktu ryodacitového vulkanizmu s vodným prostredím. Pyroklastické prúdy vo formácii Poľana majú chaoticú štruktúru a homogenizovaný charakter. Sú hrubé 20 až 40 m. Obsahujú fragmenty s veľkosťou do 25 cm v množstve do 70 % a bloky väčšie ako 25 cm v množstve do 10 %. Z uvedených poznatkov vyplýva, že pre fácie je charakteristický nižší stupeň fragmentácie. Fácie pyroklastík majú červenkastú alebo aj sivastú farbu. Netriedené uloženiny sú monolitické, pozostávajú z fragmentov juvenilnej magmy v popolovom matrixe. Fragmenty s andezitovým zložením sú chudobne vezikulárne. Prítomné sú veľké angulárne bloky a reverzná

## Geologické profily územia Poľana-východ

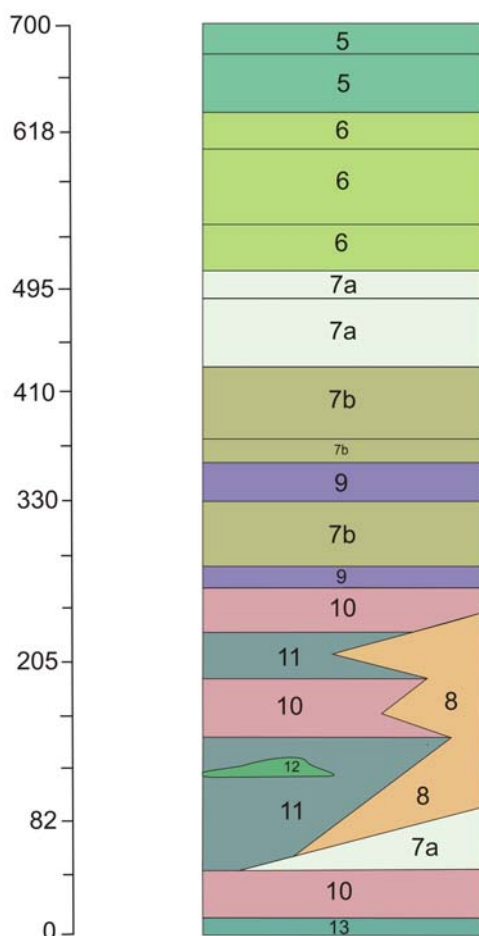


gradácia. Fragmenty majú radiálne orientované trhliny, ktoré vznikajú pri prudkom ochladení a poukazujú na umiestnenie blokov v horúcom stave. Na základe uvedených charakteristík usudzujeme, že pyroklastické prúdy reprezentujú produkt explozívneho procesu, ktorý sa vytvoril kolapsom erupčného stĺpca plíniovského typu s prechodmi až do vulkánskeho typu erupcie (Cas a Wright, 1988; Fisher a Schmincke, 1984).

**Uloženie napadaných pyroklastík** sa vyskytujú ojedinele, a to len vo formácii Šútovka. Fácia napadaných

pyroklastík je uložená v sukcesii s horninami formácie Šútovka sz. od Detvy. Napadané pyroklastiká vznikli vypádaním vulkanického materiálu zo sopečného mraku. Napadané pyroklastické horniny sú uložené zväčša chaoticky. Materiál týchto facií má však občas aj náznaky triedenia. Hrúbka vrstvy je do 20 m. Prítomnosť sférickej pemzy a akrečných lapíl v matrixe je typická pre prostredie autochtónnych pyroklastík. Na základe uvedených charakteristík usudzujeme, že napadané pyroklastické horniny reprezentujú produkty explozívneho procesu, ktorý je spo-

Syntetický stratigrafický profil formácie Poľana



jený s kolapsom erupčného stĺpca plíniiovského typu s náznakmi vzniku freatomagmatických erupcií (Cas a Wright, 1988; Mc Phie et al., 1993; Sigurdsson, 2000; Schmincke, 2004). Na základe tohto výsledku a analógie môžeme konštatovať, že pemzové tufy sa uložili v okolí vulkanického dómu v dôsledku extrúzie do vrchnobádanskej stavby formácie Šútovka. Extrudujúci vulkanický dóm využil zlomovú tektoniku. Extrudoval do prostredia nasýteného vodou alebo svoj charakter získal počiatočným stykom magmy s podzemnou vodou. Tak vyvolal následné dynamické vulkanické procesy, ktoré viedli k uloženiu pemzových tufov.

**Uloženie redeponovaných pyroklastík** sa vyskytujú v študovanom území v sukcesii s vulkanickými horninami najmä sv. od Detvy, sz. od Hriňovej alebo sz. od samoty Snohy. Tieto uloženie sme opísali vo formáciách Šútovka, Strelníky a Poľana. Redeponované pyroklastiká vznikli prepracovaním a premiestnením materiálu autochtónnych pyroklastík. Materiál pyroklastík je resedimentovaný v procese úlomkovitých prúdov, hyperkoncentrovaných prúdov alebo úlomkovitých lavín. V tomto procese redeponované pyroklastiká stratili primárne vulkanické štruktúry. Napriek tomu vo faciách môžeme pozorovať dominantný pôvodný obsah pyroklastického materiálu. Redeponované pyroklastiká vo formácii Šútovka reprezentujú faciú hrubú asi 20 m s fragmentmi andezitov s veľkosťou až do 50 cm uložených v tufovom, pemzovo-tufovom alebo piesčito-tufovom matrici. Na základe uvedených poznatkov usudzujeme, že redeponované pyroklastiká vznikli ako autochtónne pyro-

klastiká v procese, ktorý je spojený s kolapsom extruzívneho dómu (Cas a Wright, 1988; Fisher a Schmincke, 1984), s následnou resedimentáciou formou úlomkových prúdov do prostredia okolia vulkanického dómu. Redeponované pyroklastiká vo formácii Strelníky reprezentujú faciú hrubú asi 20 m s fragmentmi andezitov s veľkosťou až do 10 cm a nevulkanického materiálu, uloženými v tufovom alebo tufovo-piesčitom matrici s obsahom do 60 %. Reprezentujú produkty procesu, ktorý je spojený vývojom vulkanskeho typu erupcie s prvkami freatomagmatickej erupcie (Cas a Wright, 1988), s následnou resedimentáciou prostredníctvom úlomkových prúdov alebo až hyperkoncentrovaných prúdov vo vývoji sukcesii formácie Strelníky. Redeponované pyroklastiká vo formácii Poľana reprezentujú faciú redeponovaných tufov, redeponovaných pemzových tufov a redeponovaných aglomerátov. Faciá sú zväčša hrubo triedené a zvrstvené, s hrúbkou 5 až 30 m, s fragmentmi a blokmi pemzy a andezitov do veľkosti až 200 cm, uložených v tufovo-piesčitom matrici. Ich obsah je do 60 %. Redeponované pyroklastiká reprezentujú produkty procesu spojeného s vývojom vulkanskeho typu erupcie, ktorý asociuje so subplíniiovským typom erupcie (Cas a Wright, 1988) a následnou resedimentáciou prostredníctvom úlomkových prúdov alebo až úlomkových lavín vo vývoji prechodnej vulkanickej zóny vulkánu Poľana. V sukcesii sú prítomné redeponované hyaloklastity. Sú výsledkom procesu deštrukcie tenkých lávových prúdov, ktoré sa formovali počas autochtónnej vulkanickej aktivity vulkánu. Tento znak indikuje, že vulkanické produkty boli v kontakte s nejakým zdrojom vodného prostredia. Predpokladáme, že týmto zdrojom mohlo byť okolité sarmatské more, ktoré siahalo až do priestoru medzi vulkánom Poľana a vulkánom Javorie.

**Uloženie epiklastických vulkanických hornín** vznikli neexplozívnu činnosťou vulkánu. Sú produktom zvetrávania a erózie vulkanických hornín alebo náhle zmeny nesúdržného vulkanického materiálu na vulkanikom svahu vplyvom gravitačných síl. Vznikli v procese aktivity úlomkovitých prúdov alebo hyperkoncentrovaných prúdov. Tieto prúdy sa navzájom líšia rozdielnym stupňom triedenia materiálu a charakterom textúry. Vo formácii Šútovka sú prítomné uloženie vo facií epiklastických vulkanických brekcií a konglomeráty s hrúbkou do 25 m. Faciá sú navzájom prevrstvené. Fragments andezitov majú rôznorodý tvar a veľkosť do 40 cm. Ich obsah je až do 40 %. Sú uložené v piesčitom vytriedenom matrici. Na základe uvedených charakteristík uloženie epiklastík formácie Šútovka zaraďujeme do úlomkových prúdov (Smith a Lowe, 1991). Vo formácii Strelníky sa vyskytujú uloženie v horizonte epiklastík s hrúbkou do 70 m. Horizont epiklastík je dynamická sukcesia facií brekcií, pieskovec, konglomerátov a redeponovaných pyroklastík. Faciá vytvárajú masívne polohy, ktoré sú dobre triedené, dobre zvrstvené a navzájom sú mnohonásobne prevrstvené. Pozorujeme v nich normálnu gradáciu. Jednotlivé faciá tvoria rôznorodé horniny ryodacitov, andezitov, pemzy aj nevulkanického materiálu. Fragments majú rôznorodý tvar, veľkosť do 50 cm a ich obsah je až do 60 %. Sú uložené v piesčitom, piesčito-tufovom alebo piesčito-pemzovo-tufovom matrici. Na základe uvedených charakteristík tieto uloženie formácie Strelníky zaraďujeme do hyperkoncentrovaných prúdov (Smith a Lowe, 1991). Vo formácii Poľana sa vyskytujú uloženie epiklastických vulkanických

Litostratigrafická tabuľka územia Poľana-východ

Stratigrafia	Litológia	Hrúbka	Názov
stredný sarmat	5	600 m	formácia Poľana
	5		
	6		
	6		
	6		
	7a		
	7a		
	7b		
	7b		
	9		
	7b		
	10		
	10		
spodný až stredný sarmat	14	170 m	formácia Strelníky
	15		
	16		
	17		
vrchný bádén	22	160 m	formácia Šútovka
	20		
	19		
	18		
	21		

brekcií, konglomerátov a pieskocov. Epiklastiká reprezentujú fácie drobnouľomkovitých a strednouľomkovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov striedajúce sa s vrstvami hruboúľomkovitých až blokovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov, ojedinele aj s polohami epiklastických vulkanických pieskocov. Epiklastiká obsahujú fragmenty a obliaky do veľkosti 60 cm. Vyskytujú sa v množstve do 50 %. Majú subangulárny alebo suboválny tvar a sú uložené v piesčitom matrixe. Ojedinele sú prítomné veľké bloky do 2 m. Významným znakom v stavbe facií je podporná stavba buď klastov, alebo matrixu. Matrix je zväčša piesčitý. Vrstvy majú hrúbku niekoľko metrov alebo niekoľko desiatok metrov. Na ich báze sa často vyskytujú vrstvičky epiklastického vulkanického pieskocca alebo epiklastických vulkanických siltocov. Jednotlivé vrstvy epiklastík sú obvykle buď nezvrstvené a tvoria chaotickú masu, alebo sú triedené a majú gradačné zvrstvenie. Na základe uvedených charakteristík tieto uloženiny formácie Poľana zaraďujeme do hyperkoncentrovaných prúdov (Smith a Lowe, 1991). Ak je vo vrstvách prevaha chaotickej masy s obsahom rôznorodých fragmentov, tak tieto epiklastiká zaraďujeme do skupiny úlomkových prúdov. Podľa týchto

poznatkov usudzujeme, že študované uloženiny epiklastických vulkanických hornín sa uložili v prostredí prechodnej vulkanickej zóny (Cas a Wright, 1988).

Faciálny model vulkanitov reprezentuje syntetický stratigrafický profil tvorený sukcesiou 19 litofácií, ktoré vytvárajú 3 formácie. Litofácie sú vo vzájomnom priestorovom vzťahu a majú kontinuálny oscilačno-laterálny vývoj. Vulkanické formácie od mladších po staršie reprezentujú: formácia Poľana, formácia Strelníky a formácia Šútovka. Väčšiu časť územia buduje formácia Poľana so sukcesiou andezitových lávových prúdov a vulkanoklastík. Územie v okolí Záhorskej skaly (pozri profil 1 – 1' Záhorská skala) tvorí sukcesia facií prevažne vulkanitov formácie Poľana. V spodnej časti územia sa striedajú fácie epiklastík s pyroklastikami a smerom do vrchu stavby sú uložené lávové prúdy typu Brusniansky grúň a typu Konce. Územie v okolí Hukavy (pozri profil 2 – 2' Hukava) buduje sukcesia facií formácie Poľana. V spodnej časti formácie sa striedajú redeponované pyroklastiká s chaotickými brekciami pyroklastických prúdov, v strednej časti epiklastiká s redeponovanými pyroklastikami a vo vrchnej časti sú uložené lávové prúdy typu Brusniansky grúň. Územie v okolí Sedla (pozri profil 3 – 3' Sedlo) pozostáva zo sukcesie formácie Poľana. Spodnú stavbu formácie tvorí sukcesia epiklastických vulkanických pieskocov s redeponovanými pyroklastikami, lávovým prúdom typu Konce a epiklastickými vulkanickými brekciami. Strednú časť územia buduje sukcesia facií redeponovaných pyroklastík, epiklastík a lávového prúdu typu Brusniansky grúň s redeponovanými pyroklastikami. Vo vrchnej časti sú uložené lávové prúdy typu Brusniansky grúň, Poľana a Kalamárka. Územie v okolí Úplazu (pozri profil 4 – 4' Úplaz) tvorí sukcesia formácie Po-

ľana. V spodnej časti stavby územia je uložená sukcesia redeponovaných pyroklastík striedajúcich sa s epiklastikami, v strede je dominantná poloha hrubých brekcií pyroklastík a vo vrchnej časti sú uložené na báze redeponované tufy a lávové prúdy typu Brusniansky grúň a najvyššie lávové prúdy typu Poľana. Územie v okolí Javorinky (pozri profil 5 – 5' Javorinka) buduje sukcesia formácie Poľana. V spodnej časti je uložená sukcesia facií redeponovaných pyroklastík s epiklastikami a pyroklastickými brekciami. Strednú časť tvoria lávové prúdy typu Konce a vrchnú časť lávový prúd typu Poľana. Územie v okolí Kozieho chrbta (pozri profil 6 – 6' Kozí chrbát) tvorí sukcesia formácie Poľana. V spodnej časti je uložený lávový prúd typu Konce s faciou redeponovaných pyroklastík, v strednej časti sú prevrstvené fácie redeponovaných pyroklastík s lávovým prúdom typu Konce a navrchu lávové prúdy typu Brusniansky grúň a typu Poľana. Najvyššie sú uložené lávové prúdy typu Kalamárka. Územie v okolí Malčekovej skaly (pozri profil 7 – 7' Malčekova skala) buduje formácia Poľana. V spodnej časti sa strieda sukcesia epiklastík a redeponovaných pyroklastík, v strednej časti sú redeponované pyroklastiká a epiklastiká s lávovým prúdom typu Konce a navrchu lávové prúdy typu Konce a typu Poľana.

Územie v okolí Melicherovej skaly (pozri profil 8 – 8' Melicherova skala) tvoria lávové prúdy formácie Poľana. Naspodku sú uložené lávové prúdy typu Konce, v strede lávové prúdy typu Poľana a navrchu lávové prúdy typu Poľana a Kalamárka. Územie v okolí Brezín (pozri profil 9 – 9' Breziny) budujú formácie Strelníky a Poľana. V spodnej časti sú uložené epiklastiká, redeponované pyroklastiká a autochtónne pyroklastiká formácie Strelníky. V strede sú striedajúce sa fácie redeponovaných pyroklastík, lávového prúdu typu Konce a epiklastík formácie Poľana. Navrchu sú lávové prúdy typu Brusniansky grúň formácie Poľana. Územie v okolí Kalamárky (pozri profil 10 – 10' Kalamárka) tvoria formácie Šútovka a Poľana. Naspodku sú polohy epiklastík, redeponovaných pyroklastík, lávového prúdu a extrúzie formácie Šútovka. V strede sú striedajúce sa polohy lávových prúdov typu Poľana a typu Kalamárka formácie Poľana a navrchu lávové prúdy typu Poľana a typu Kalamárka formácie Poľana.

Faciálny model územia je výsledkom zložitého vulkanického vývoja spojeného s vulkanotektonickým vývojom oblasti. Územie je rozčlenené na bloky a má hrast'ovo-prepadlinovú stavbu. Vulkanická činnosť andezitového a ryolitového charakteru formovala územie v bádene a pokračovala až do sarmatu. Zlomy sú orientované v smere SSV – JJZ až SJ a sú prednostne spojené s vývojom vulkanizmu.

Vulkanizmus v študovanej oblasti začal formovať územie vo vrchnom bádene. Počiatočný bol andezitový vulkanizmus v okolí vulkanického dómu formácie Šútovka. Vulkanizmus vyprodukoval komplex facií vulkanoklastík, láv a extrúzií.

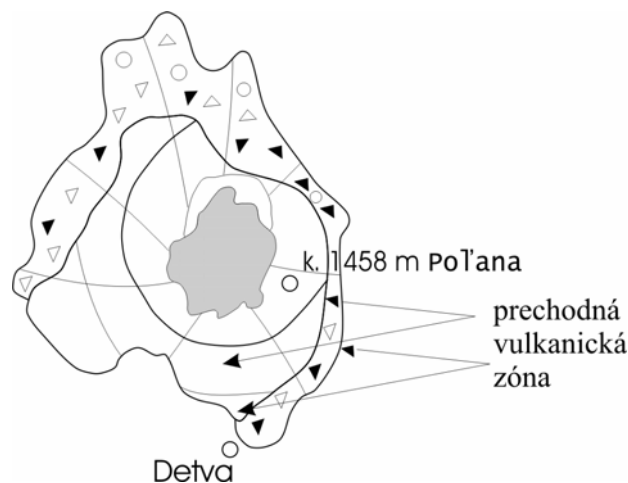
V období spodného sarmatu sa vytvorila ďalšia vulkanická stavba reprezentujúca produkty kyslého ryodacitového vulkanizmu formácie Strelníky. Výsledkom vulkanizmu je komplex facií pyroklastík a epiklastík. V období spodného až stredného sarmatu sa formovali produkty andezitového vulkanizmu formácie Poľana. Produktom vulkanizmu je komplex facií vulkanoklastík a lávových prúdov. V strednom sarmate v okolí Detvy andezitový vulkanizmus formácie Poľana a ryodacitový vulkanizmus formácie Strelníky bol synchronný.

Vulkanické produkty Poľany sa prednostne rozvíjali východným a juhovýchodným smerom. Priestorový rozvoj vulkanitov Poľany južným smerom bol blokovaný vývojom vulkanitov Javoria a v širšom priestore okolo Detvy bola medzi nimi kontaktná zóna. Zdá sa, že v tejto časti sú navzájom vulkanity prepojené a fácie sú uložené prstovite a vzájomne do seba prenikajú. Tento problém budeme môcť podrobnejšie riešiť v budúcnosti, keď sa budú študovať vulkanity územia Poľana-juh a Poľana-západ.

Vulkanické erupcie formujúce túto oblasť mali prevažne charakter suchozemského vulkanizmu, ale zaznamenali sme aj prvky hydrovulkanizmu. Vulkanizmus prebiehal v terestrickom a sčasti aj subkvatickom prostredí v symbióze s tektonikou.

Územie Poľana-východ v kontexte vulkanitov Poľany reprezentuje relikv vulkanickej stavby (pozri obr. 1sm, syntetický stratigrafický profil formácie Poľana a litostratigrafickú tabuľku územia Poľana-východ). Z modelu vyplýva, že študované územie medzi kótou 1 458 Poľana a Detvou je uložené na vonkajšom vulkanickom plášti na východnej a jv. časti prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu Poľana. Územie dominantne budujú vulkanoklastické horniny

a horniny lávových prúdov, ktoré sú typické pre vývoj produktov prechodnej (mediálnej) vulkanickej zóny (Cas a Wright, 1988).



Obr. 1sm. Model uloženia prechodnej (mediálnej) vulkanickej zóny na Poľane.

## Záver

Práca je zameraná na problematiku sarmatsko-bádených vulkanitov stratovulkánu Poľana-východ. Na základe vulkanologického výskumu založeného na geologickom terénom profilovaní, litofaciálnej analýzy, litologicko-petrografického výskumu, petrologicko-mineralogického výskumu a geochemického výskumu sme v študovanom území vyčlenili 3 vulkanické formácie, 19 vulkanických facií a 6 typov vulkanických produktov.

Vulkanické formácie reprezentujú formácie Šútovka, Strelníky a Poľana. Vulkanické fácie reprezentujú extrúzia andezitu, lávové prúdy andezitov, pemzové tufy, redeponované tufy, epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, pyroklastické prúdy, autochtónne pyroklastiká, redeponované pyroklastiká, epiklastické vulkanické horniny, lávové prúdy typu Kalamárka, Poľana, Konce a Brusniansky grúň, chaotické brekcie pyroklastických prúdov, redeponované pemzové tufy a redeponované tufy, redeponované pyroklastické horniny s redeponovanými hyaloklastitmi, epiklastické vulkanické brekcie až epiklastické vulkanické konglomeráty, epiklastické vulkanické konglomeráty a epiklastické vulkanické pieskovce.

Vulkanické produkty reprezentujú lávové prúdy, vulkanický dóm a uloženiny pyroklastických prúdov, napadných pyroklastík, redeponovaných pyroklastických hornín a epiklastických vulkanických hornín.

Vulkanický vývoj produktov Poľany prebiehal v období vrchný bádén až stredný sarmat. Vulkanická stavba je zložitá a závisí od charakteru zlomovej tektoniky. V bádene sa vulkanické produkty uložili v okolí vulkanického dómu tejto formácie. V sarmate sa uložili v prechodnej vulkanickej zóne formácie Poľana a sú situované aj synchronne s vulkanitmi formácie Strelníky. Vulkanické erupcie formujúce oblasť mali charakter suchozemského vulkanizmu, ale zaznamenali sme aj prvky hydrovulkanizmu. Geologický proces, ktorý formoval územie, prebiehal v terestrickom a sčasti v subkvatickom prostredí – v symbióze vulkanizmu s tektonikou.



Výsledky tejto práce sú prínosom do poznania geológie, vulkanológie a charakteru vulkanologických dejov. Vyčlenili sme novú formáciu Poľana a opisali sme rôznorodosť faciálneho charakteru vulkanického komplexu Poľany. Podrobne sme rozčlenili lávové prúdy a vyčlenili sme nový typ lávových prúdov typu bazaltických andezitov. Na študovanom území sme potvrdili výskyty rozličných jedinečných vulkanoklastík. Redefinovali sme epiklastiká a opisali sme aj nové výskyty pyroklastických prúdov, napadaných tufov a pemzových tufov.

Práca okrem geochemickej charakteristiky vzoriek po prvýkrát prináša petrologickú charakteristiku hornín južnej časti Poľany založenú na obrazoch a chemických analýzach získaných pomocou elektrónového mikroanalyzátoru. Študované horniny vykázali veľkú rozmanitosť navzájom medzi jednotlivými vzorkami, rozdiely v jednotlivých minerálnych fázach v rámci jednej vzorky a veľkú variabilitu v ich chemickom zložení, a to aj v rámci jedného kryštálu. Táto rozmanitosť a variabilita poukazuje na dynamický magmatický rezervoár pod Poľanou, kde mohla nastať interakcia viacerých druhov magiem. Najdôležitejším procesom, ktorý sa uplatnil pri tvorbe andezitov študovaného územia Poľany, bol *mixing* magiem.

## Literatúra

- Bezák, V. (ed.), Hraško, L., Kováčik, M., Madarás, J., Šiman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 178 s. ISBN 80-88974-08-9.
- Cas, R. A. F. a Wright, J. V., 1988: Volcanic succession modern and ancient. London, Undin Hyman, 528 s. ISBN 0-04-552022-4.
- Cole, J. W., Thordarson, T. a Burt, R. M., 2000: Magma origin an evolution of White Island (Whakaari) Volcano, Bay of Plenty, New Zealand. *J. Petrology (Oxford)*, 41, 6, 867 – 895.
- Dublan, L., 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany (kandidátska dizert. práca). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dublan, L. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 238 s. ISBN 80-85314-76-2.
- Húsenica, J., 1958: Príspevok ku geologickej stavbe polygénnej sopky Poľany. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 49.
- Janoušek, V., Colin, M. F. a Erban, V., 2008: Geochemical Data Toolkit for Windows written in R language, User's Guide to version 2.3.
- Gill, J. B., 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag, 390 s.
- Fisher, V. R. a Schmincke, H. U., 1984: Pyroclastic rocks. Berlin, Springer, 472 s. ISBN 3-540-12756-9.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfoloogickým štruktúram predvulkanického podlažia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. a Dublan, L., 2001: Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. In: Šimon, L., Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Banská Štiavnica – mesto na vulkáne. *Miner. slov.* (Bratislava), 33, 3, 159 – 178.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologic structure and evolution of intravolcanic depressions in the area of Neogene volcanism in Central Slovakia. In: *Miner. slov.* (Bratislava), 35, 3 – 4, 255 – 290.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúro-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 203 s.
- Kopecký, M., 1953: Zpráva o orientačním geologickém mapování na Poľane severne od Detvy. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1952*, Praha.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Yiouzhi, G., 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canad. Mineralogist (Ottawa)*, 35, 219 – 246.
- McPhie, J., Doyle, M. a Allen, R., 1993: Volcanic texture. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University Tasmania, 197 s. ISBN 0-85901-522-X.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. a Gottardi, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineralogist (Washington)*, 73, 1 123 – 1 133.
- Morrorrice, M. G. a Gill, J. B., 1986: Spatial patterns in the mineralogy of island arc magma series: Sangihe arc, Indonesia. *J. Volcanol. geotherm. Res. (Amsterdam, New York)*, 29, 1 – 4, 311 – 353.
- Schmincke, H. A., 2004: Volcanism. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 324 s. ISBN 3-540-42650-2.
- Seaman, S. J., 2000: Crystal clusters, feldspar glomerocrysts, and magma envelopes in the Atascosa Lookout lava flow, Southern Arizona, USA: Recorders of magmatic events. *J. Petrology*, 41, 5, 693-716
- Sigurdsson, H., McNutt, S. R., Rymer, H. a Stix, J., 2000: Encyclopedia of Volcanoes. San Diego – San Francisco – New York – Boston – London – Sydney – Toronto, Academic Press, 1 417 s. ISBN 0-12-643140-X.
- Smith, G. A. a Lowe, D. R., 1991: Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. In: *Sedimentation in volcanic settings*. Tulsa, Soc. sediment. geol., 59 – 70. ISBN 0-918985-89-7.
- Šimon, L. in Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, L., Grecula, P., Hraško, L., Ivanička, J., Jacko st., S., Jacko ml., S., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Šiman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 53. ISBN 978-80-89343-28-7.
- Šimon, L. a Lexa, J. in: Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšovský, M., Šiman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťáže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 s.

Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2010: Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie sarmatsko-bádenskej stavby stratovulkánu Poľana-východ. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 206.

Vass, D. (ed.), Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köller, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.

#### Fotografická príloha zo študovaného územia Poľana-východ

Fotografická príloha dokumentuje študované územie Poľana-východ. Na začiatku fotografickej prílohy sú dokumentačné fotografie z terénu. Potom nasledujú fotografie spracovaných vzoriek – makrofotografie, mikrofotografie a obrazy snímané pomocou elektrónového mikroanalýzátora. Na fotografie sa odvolávame v texte.

#### Zoznam použitých skratiek na fotografiách:

**Ap** – apatit, **Amf** – amfibol, **Bt** – biotit, **Cpx** – klinopyroxén, **Ilm** – ilmenit, **Kfs** – draselný živec, **Mag** – magnetit, **OI** – olivín, **Opx** – ortopyroxén, **Pl** – plagioklas, **Qtz** – kremeň, **Zrn** – zirkón, **AN** – anortit, **AB** – albit, **OR** – ortoklas, **EN** – enstatit, **FS** – ferosilit, **WO** – wollastonit, **FO** – forsterit, **FA** – fayalit, **ZH** – základná hmota, **tav** – tavenina, **alk. ž.** – alkalický živec, **BEI** – *back-scattered electron image* – obraz tvorený spätne rozptýlenými elektrónmi

#### Fotografie z terénu:

Foto 1t. Blokové lávové brekcie v okolí k. 1 458 Poľana.

Foto 2t. Skalná stena lávového prúdu pyroxénického andezitu s amfibolom, k. 744 Malčekova skala.

Foto 3t. Lávový prúd lokality 17 – Strunga.

Foto 4t. Lávový prúd bazaltického andezitu pri kóte 1 458 lokality 16 – Poľana.

Foto 5t. Brekciácia lávového prúdu formácie Poľana, lokality 11 – Excelent.

Foto 6t. Lávový prúd pyroxénického andezitu, lokalita skalné bralo pod Poľanou, k. 1 150.

Foto 7t. Lávový prúd pyroxénického andezitu s amfibolom, lokalita 3 – Sedlo.

Foto 8t. Pyroklastický prúd formácie Strelníky pri lokalite Skliarovo.

Foto 9t. Autochtónne pyroklastiká formácie Strelníky pri lokalite Skliarovo.

Foto 10t. Redeponované pemzové tufy formácie Strelníky pri lokalite Smrečinové.

Foto 11t. Chaotická brekcia pyroklastického prúdu s radiálnym blokom formácie Poľana pri lokalite Sečkárovo.

Foto 12t. Pyroklastický prúd formácie Poľana pri lokalite 26 – Úplaz.

Foto 13t. Fácia hrubých epiklastík s prevahou matrixu formácie Poľana, lokalita Fangov vrch, k. 644.

#### Fotografie makrovzoriek

Mierku vzoriek tvorí milimetrový papier.

**Povrch v reze:** 1r, 3r, 5r, 7r, 9r, 11r, 13r, 15r, 17r, 19r, 21r, 23r, 25r, 27r, 29r.

**Normálny povrch:** 2k, 4k, 6k, 8k, 10k, 12k, 14k, 16k, 18k, 20k, 22k, 24k, 26k, 28k, 30k.

#### Fotografie vzoriek z optického mikroskopu (mikrofotografie) a elektrónového mikroanalýzátora

II nikoly = rovnobežné nikoly, X nikoly = skrížené nikoly, BEI = *back-scattered electron images* (obrazy tvorené spätne rozptýlenými elektrónmi). Fotografie sú číslované od 1, do 16.



Foto 1t. Poľana, k. 1 458.



Foto 2t. Malčekova skala, k. 744.

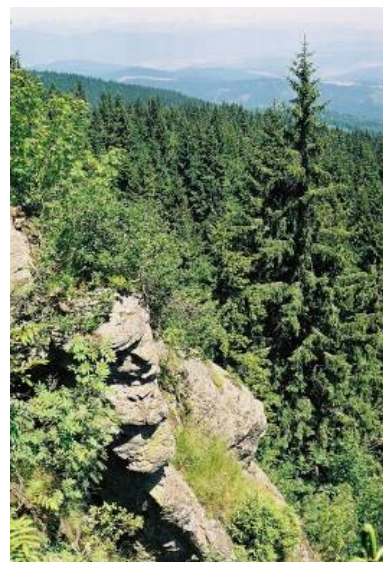


Foto 3t. Lokalita 17 – Strunga.



Foto 4t. Lokalita 16 – Poľana.



Foto 5t. Lokalita 11 – Excelent.



Foto 6t. Lokalita pod Poľanou, k. 1 150.



Foto 7t. Lokalita 3 – Sedlo.



Foto 8t. Lokalita pri Skliarovom.



Foto 9t. Lokalita cesta pri Skliarovom.



Foto 10t. Lokalita pri Smrečínovom.



Foto 11t. Lokalita pri Sečkárovom.



Foto 12t. Lokalita 26 – Úplaz.



Foto 13t. Lokalita Fangov vrch k. 644.



Foto 1r. Lokalita 16 – Poľana.



Foto 2k. Lokalita 16 – Poľana.



Foto 3r. Lokalita 17 – Strunga.



Foto 4k. Lokalita 17 – Strunga.



Foto 5r. 146 – Predná Poľana.



Foto 6k. 146 – Predná Poľana.



Foto 7r. 15 – Katruška.

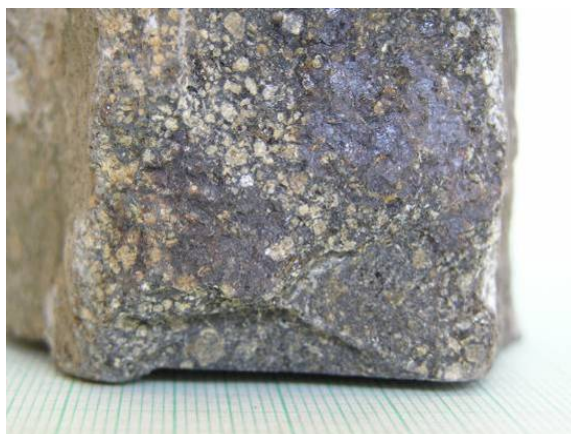


Foto 8k. 15 – Katruška.



Foto 9r. 3 – Sedlo.



Foto 10k. 3 – Sedlo.



Foto 11r. 26 – Úplaz.



Foto 12k. 26 – Úplaz.



Foto 13r. 29 – Javorinka.



Foto 14k. 29 – Javorinka.



Foto 15r. 37 – Bystré.



Foto 16k. 37 – Bystré.



Foto 17r. 21 – Úplaz.



Foto 18k. 21 – Úplaz.



Foto 19r. 5a – Šovčíčka.



Foto 20k. 5a – Šovčíčka.



Foto 21r. 1 320 – Strunga.



Foto 22k. 1 320 – Strunga.



Foto 23r. 2 – Čierny jeleň.



Foto 24 k. 2 – Čierny jeleň.



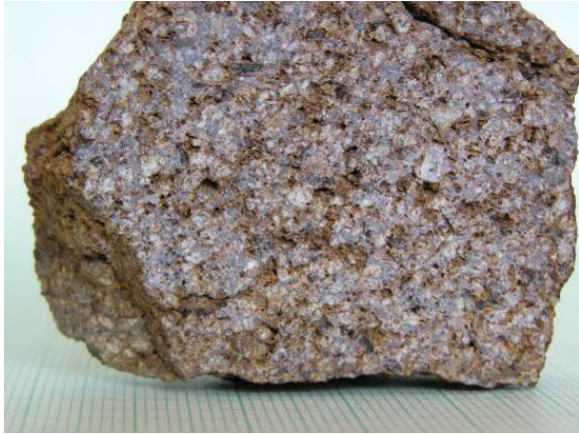


Foto 25r. 11 – Excelent.



Foto 26k. 11 – Excelent.



Foto 27r. 1 271 – Brusniansky grúň.



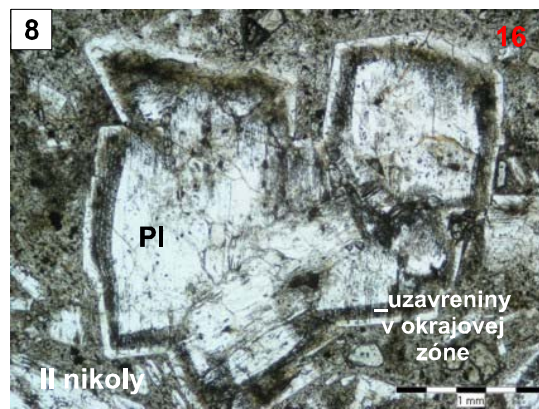
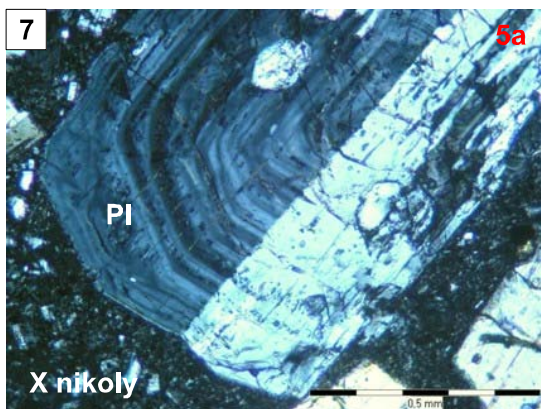
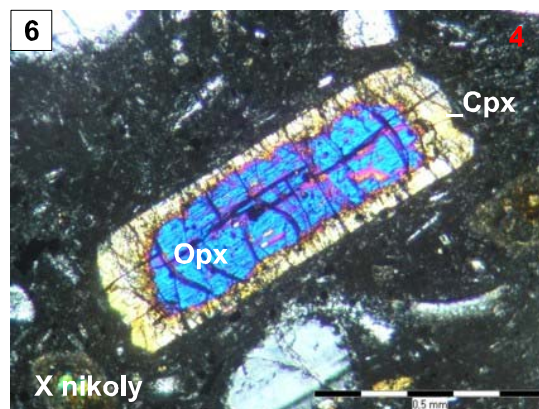
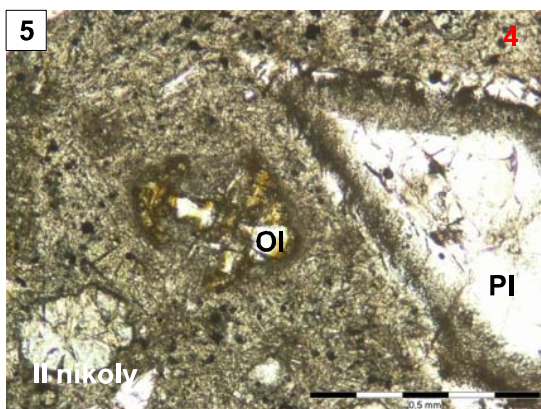
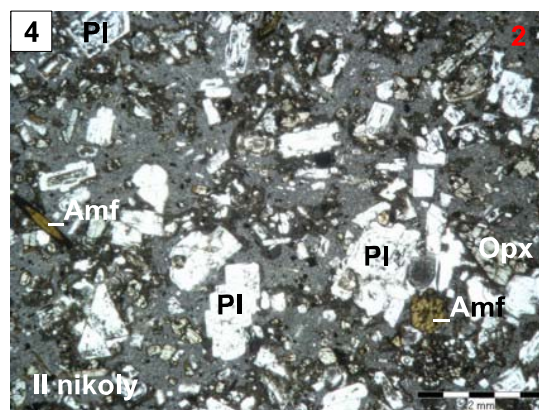
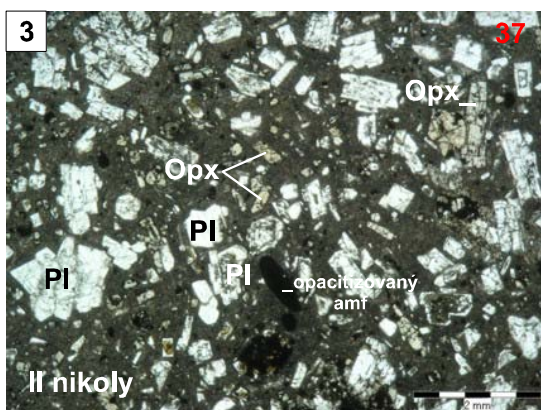
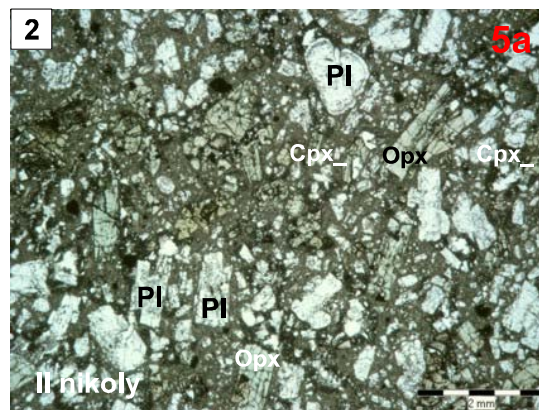
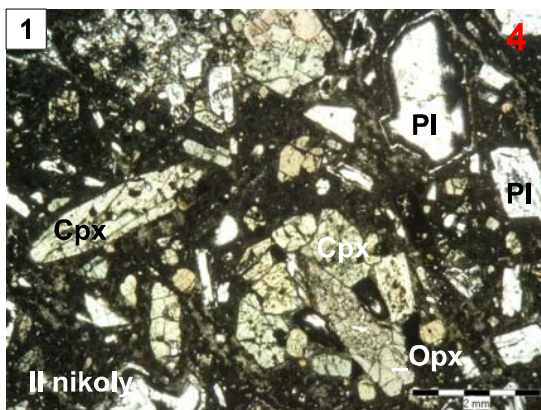
Foto 28k. 1 271 – Brusniansky grúň.

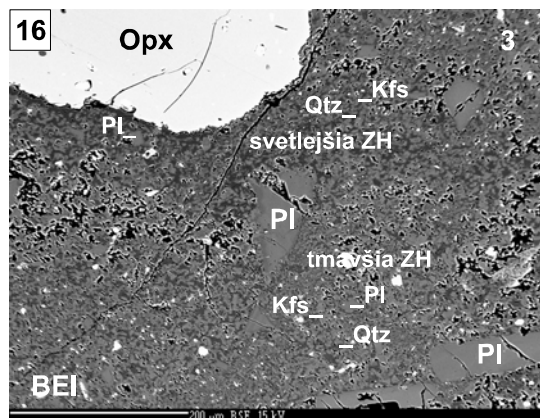
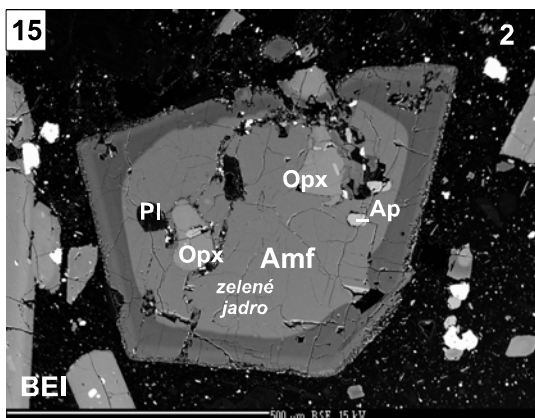
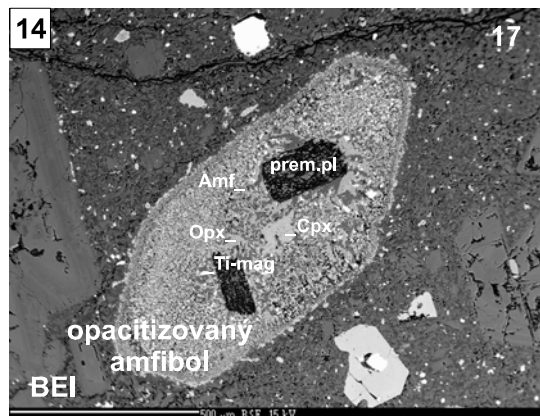
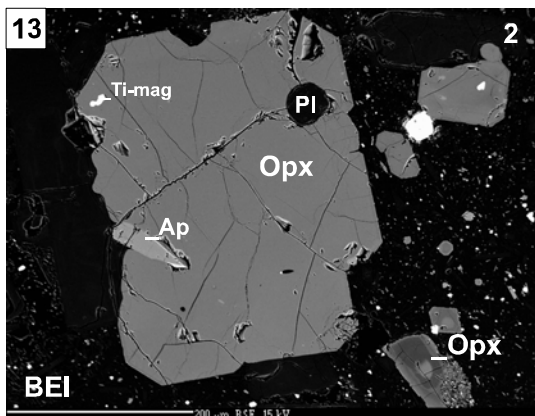
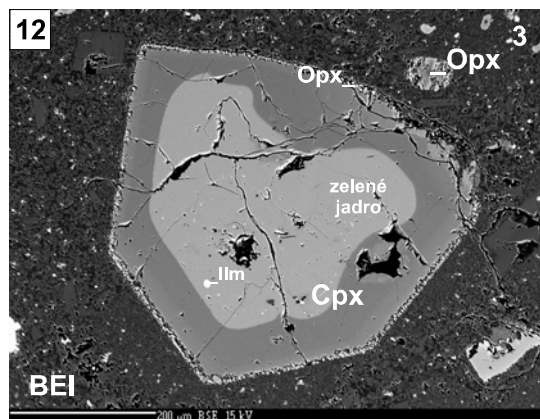
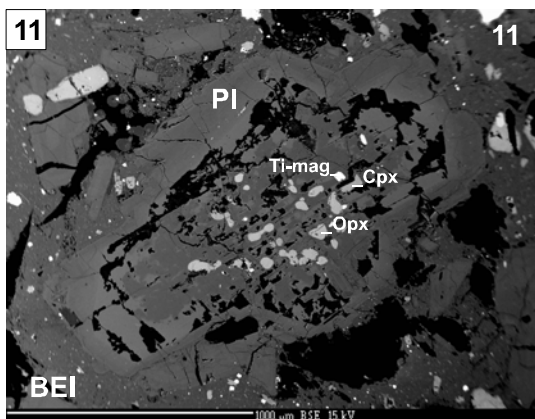
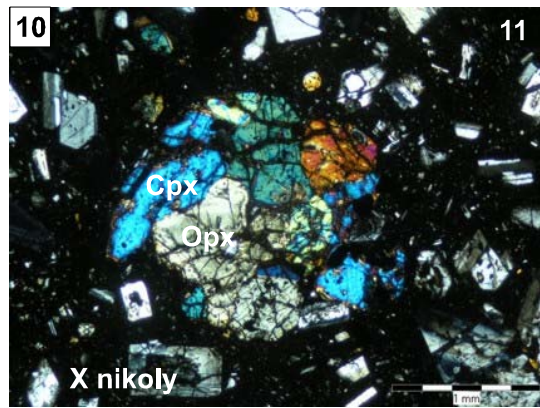
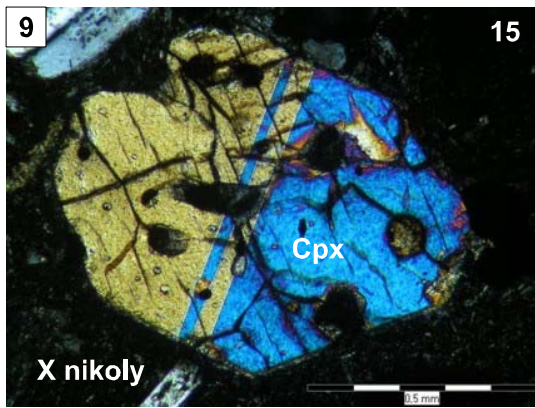


Foto 29r. 4 – Kalamárka.



Foto 30k. 4 – Kalamárka.





## **GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 118**

---

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava