

1 B 107 b

749/90

ZAPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0139-8946

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 12

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020224

ZÁPADNÉ
KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza
12

NEPREDAJNÝ VÝTLAČOK

VEDECKÁ REDAKTORKA
RNDr. ANNA VOZÁROVÁ, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH
RNDr. TIBOR ĎURKOVIČ, CSc., RNDr. MILAN GARGULÁK, CSc., RNDr. JOZEF HATÁR, CSc.,
RNDr. IVAN REPČOK, CSc., Ing. JAROSLAV ŠTOHL, CSc.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 12

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1989

Geologický ústav D. Štúra KNIŽNICA, Bratislava	
Signatúra:	1B 104 b-
kat. čís.:	449/1990
Kčs kúpa:	29. —
Kčs vým.:	—
Kčs dar:	—

Obsah — Contents — Inhalt

MIHALIKOVÁ, A.—ŠÍMOVÁ, A.: Geochémia a petrológia miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska — Geochemistry and petrology of Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia	7
VOZÁROVÁ, A.—KRIŠTÍN, J.: Termodynamické podmienky premeny metasedimentov slatvinského súvrstvia v stykovej zóne gemerika a veporika — Thermodynamic conditions of the alteration of metasediments of the Slatviná Formation in the contact zone of Veporicum and Gemicum (Western Carpathians, Czechoslovakia)	143
ONAČILA, D.—HOJSTRIČOVÁ, V.—MARKOVÁ, M.: Prejavy hydrotermálnej aktivity v centrálnej vulkanickej zóne Poľana a ich vzťah k metalogenéze — Manifestations of hydrothermal activity in the central volcanic zone of Poľana and their relation to metallogenesis	177

ANNA MIHALIKOVÁ—MÁRIA ŠÍMOVÁ

Geochemia a petrológia miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska

55 obr. v texte, angl. resumé

Abstract. The Miocene-Pleistocene volcanism of central and southern Slovakia produced polytype, uncontrast alkaline basic lavas of a variable macro and microelements proportion. Alkaline olivine basalts and basanites dominate. Numerous xenolithes and xenocrystals, as presumable relics of the unremelted mantel, represent characteristic features of these rocks. All types of rocks contain modal olivine Fa_{9-41} , monocline pyroxene $Ca_{48 \text{ max}}$ and plagioclases $An_{74 \text{ max}}$ of the intratelluric development; some varieties contain also nepheline. With reference to tectogenesis the studied rocks can be considered as intraplate basalts in the sense of J. A. PEARCE 1976. Petrogenesis brings signs of development from a primary magma generated by partial mantel melting, with a minimal share of differentiation resp. assimilation.

Obsah

Úvod	8
Geologická situácia	9
Tektonická pozícia	11
Vývoj	12
Petrografia a minerálne zloženie	14
Petrochemické charakteristiky	22
Metodika výskumu	22
Lokalizácia vzoriek a vzorkovanie	22
Analytické postupy	23
Orientačné údaje o miestach odberu vzoriek a analyzovaných horninách	24
Analytické výsledky	28
Makroprvky	46
Mikroprvky	64
Variácie chemizmu, korelačné vzťahy a diferenciacné trendy	115
Aplikácia analytických údajov na tektogenézu	116
Aplikácia analytických údajov na petrogenézu	120
Záver	126
Literatúra	128
Anglické resumé	131
Vysvetlivky k obrázkom	137

RNDr. A. MIHALIKOVÁ, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava;
Doc. RNDr. M. ŠÍMOVÁ, CSc., Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina
811 04 Bratislava

Úvod

Aktuálnosť všestranného detailného skúmania bázických hornín je motivovaná predovšetkým tým, že takéto horniny sa generujú z hlbinných zón — zo zemského plášťa.

V zemskom plášti prebiehajú, ako sa v posledných tridsiatich rokoch všeobecne akceptuje, procesy tavenia a oddeľovania primárnej magmy od ťažko tavitelnej (reziduálnej) pevnej fázy plášťa. V primárnej magme dochádza k počiatočnej kryštalizácii i ku vzniku kumulátov a k diferenciacii magmatickej taveniny. Primárna magma i diferencovaná magma reagujú s okolím, dochádza k vzájomnému účinkovaniu magmy s obrovskými masami plášťa, k obohacovaniu a redistribuovaniu inkoharentných prvkov medzi taveninu a pevnú fázu a k mnohým ďalším pochodom, ktoré kvalitatívne i kvantitatívne poznačujú bazaltoidné horniny a o ktorých získavame informácie len detailnou analýzou takýchto hornín.

Na súčasnom stupni rozvoja vulkano-petrologie je overené, že variabilnosť bazaltoidných hornín je závislá od geotektonickej priradenosti vulkanizmu. Na základe takýchto vzťahov mnohí autori (napr. E. ENGEL et al. 1965, J. R. CANN 1970, P. JAKEŠ—A. J. R. WHITE 1972, J. A. PEARCE—J. R. CANN 1973, G. A. JOPLIN 1968) potvrdzujú existenciu viacerých tektonických typov bazaltoidnej magmy a uvádzajú i hlavné typy bazaltoidných hornín. Rozlišujú bazaltoidné horniny stredoocéánskych chrbtov, oceánskych ostrovov, ostrovných oblúkov, zaoblúkových bazénov, kontinentálnych riftov a vnútrokontinentálne.

Špecifické znaky zloženia a stavby hornín plášťovej genézy ako odraz PTx podmienok generovania bázických magiem v jednotlivých geotektonických situáciách sa prejavujú v rozdielnom obsahu makro- i mikroprvkov, takže na základe geochemickej charakteristiky hornín možno interpretovať geotektonickú pozíciu bazaltov v čase ich vzniku. Vzhľadom na to, že v jednej geotektonickej pozícii niekedy môže vystupovať i niekoľko typov bazaltov, alebo naopak, ten istý typ bazaltov vystupuje v rôznych geotektonických pozíciách, analýza genézy a priradovanie bazaltov ku geotektonickým zónam vyžaduje si osobitné zohľadňovanie základných i špeciálnych nielen vulkanologických, ale i petrochemických charakteristík.

Bazalty stredného a južného Slovenska sú súčasťou rozsiahlych vulkanitov na vnútornej strane karpatského oblúka. V spodnom až vrchnom miocéne sa rozvíjal mohutný vulkanizmus ryolitovo-andezitovo-bazaltovej série, neskoršie, s odstupom približne 10 mil. rokov, sa začal aktivizovať alkalický bázický vulkanizmus. Ide o najmladšie prejavy magmatickej aktivity v Západných Karpatoch. Podľa starších názorov (M. KUTHAN et al. 1963) vulkanizmus Slovenska sa charakterizoval ako undačný, vyvíjajúci sa v niekoľkých následných fázach v subsekventnom a finálnom štádiu vývoja karpatského orogénu. Tektonické súvislosti sa vyjadrovali migráciou centier vulkanizmu od západu na východ. V novších prácach však V. KONEČNÝ—J. LEXA 1979, J. LEXA—V. KONEČNÝ 1974 dávajú i miocénny ryolitovo-andezitovo-bazaltový i alkalický bá-

zický vulkanizmus do úzkeho vzťahu s interným režimom karpatského bloku — s evolúciou karpatského bazénu. Tieto závery sa opierajú o vulkanicko-systémové, formačné analýzy vulkanických oblastí Západných Karpát.

Geologickým, vulkanologickým i petrografickým aspektom bazického vulkanizmu stredného a južného Slovenska sa venovali viacerí autori, ako napr. F. FIALA 1938a, b, 1952, M. ČAJKOVÁ 1957, M. KUTHAN et al. 1963, K. KAROLUS 1964, A. MIHALIKOVÁ—M. ŠIMOVÁ 1965, M. ŠIMOVÁ 1965, A. MIHALIKOVÁ 1966, J. FORGÁČ 1970, D. HOVORKA—P. FEJDI 1980 a iní.

Pri riešení petrogenetických problémov sme pristúpili ku geochemickému štúdiu bazaltových hornín na dvadsiatich vybraných vzorkách reprezentujúcich všetky typy alkalických bazaltových hornín stredného a južného Slovenska a k analýzám ich horninotvorných minerálov — olivínov, pyroxénov a plagioklasov. Práca je súčasťou výskumnej úlohy „Regionálny geochemický výskum hornín Západných Karpát“ realizovanej v Geologickom ústave Dionýza Štúra.

V úvode chceme poďakovať predovšetkým vedeniu Geologického ústavu Dionýza Štúra, pod patronátom ktorého geochemický výskum najmladšieho bazického vulkanizmu Slovenska prebiehal. Len vďaka tomu mohla byť realizovaná nákladná lokalizácia, vzorkovanie a analytická časť výskumu.

Ďakujeme Prof. RNDr. M. KUTHANOVÍ, CSc., pod vedením ktorého sme robili lokalizáciu a vzorkovanie.

Za analytický rozbor vzoriek hornín ďakujeme Centrálnemu laboratóriu rádionuklidových analýz v Černošiciach, Laboratórnemu stredisku v Turčianskych Tepliciach a Laboratórnemu stredisku v Spišskej Novej Vsi.

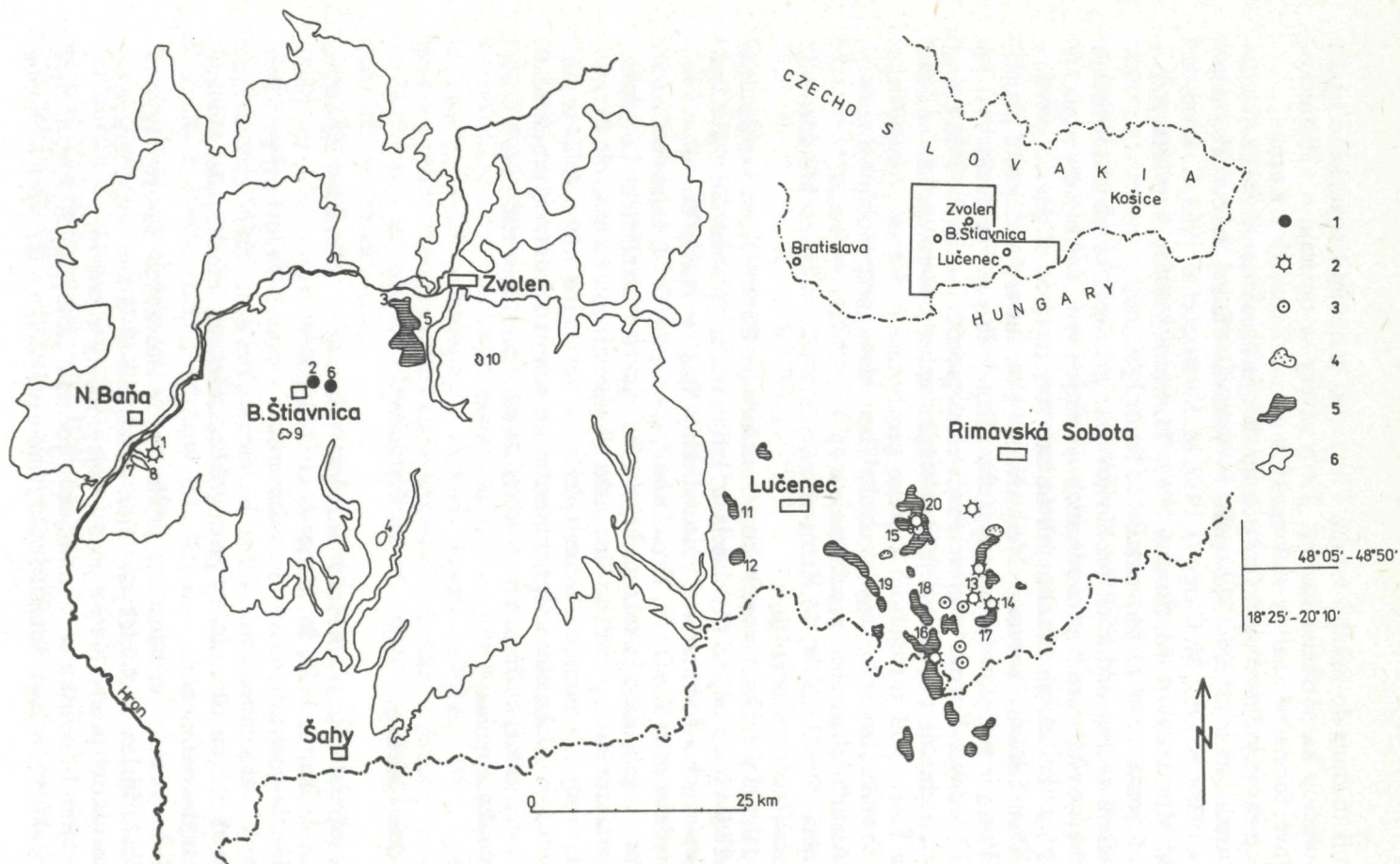
Naša vďaka patrí RNDr. V. KONEČNÉMU, CSc. a RNDr. J. LEXOVI, CSc. za konzultácie o geologickej a tektonickej situácii výskytov alkalického bazického vulkanizmu stredného a južného Slovenska, za upozornenie na niektoré doteraz neznáme výskyt xenolitov a xenokryštálov v horninách tohto vulkanizmu. RNDr. J. LEXOVI ďakujeme za sprístupnenie literatúry ku skúmanej problematike z jeho súkromnej knižnice a osobitne za detailné prečítanie rukopisu a kritické poznámky k nemu.

Geologická situácia

Miocénno-pleistocénny alkalický bazický vulkanizmus je známy dávnejšie (F. FIALA 1938a, b, 1952, M. KUTHAN et al. 1963, V. KONEČNÝ et al. 1983) z niekoľkých výskytov na strednom Slovensku, v oblasti budovanej prevažne neogénymi, miocénymi vulkanitmi, hlavne ryolitmi a andezitmi a z viacerých výskytov na južnom Slovensku v prostredí budovanom prevažne paleogénymi a neogénymi sedimentmi.

Alkalický bazický vulkanizmus podľa vyššie citovaných autorov vytvára širokú škálu foriem geologických telies. Zastúpené sú lávové neky, struskové kužeľe, struskové prúdy, lávové prúdy, dajky, maary a diatrémy.

Na južnom Slovensku sú dominujúcou formou geologických telies lávové prúdy a pokrovy. K najznámejším odkryvom v prúdoch a pokrovoch alebo ich



Obr. 1 Výskyty miocénno-pleistocénnych alkalických bazických vulkanitov v oblasti stredného a južného Slovenska. 1 — neky, 2 — struskové kužele, 3 — diatrémy, 4 — maary a tufové kužele, 5 — lávové prúdy, 6 — rozsah stredoslovenských vulkanitov (andezitov, ryolitov a ich vulkanoklastik). Číslo 1—20 pri znakoch zodpovedajú číslovaniu vzoriek v texte.
1 — neky, 2 — struskové kužele, 3 — diatrémy, 4 — maary a tufové kužele, 5 — lávové prúdy, 6 — ohraničenie oblasti stredoslovenských vulkanitov (andezity, ryolity a ich vulkanoklastiká).

reliktoch patria lokality: Radzovce, kóta Börkút, Ragač, Belina — hrebeň, Malá Belina, okolie kóty Malý Bučoň, Konrádovce, Bulhary, horský hrebeň Remety, Podrečany, Mášková. Na niektorých lokalitách sú prúdy a pokrovy situované v najtesnejšej blízkosti struskového kužeľa ako pravdepodobného centra vulkanizmu. Dajky alkalických bazaltov vystupujú miestami v horninách spodného miocénu, ako je to napríklad v lokalite Ragač a Monosa, kde asociujú so struskovými kužeľmi, ktorými prenikajú, alebo ako nevýrazne diferencované telá prechádzajú do lávových prúdov (Ragač, Dunivá hora, Buda, Ostrá, Medvedia Výšina), prípadne sú úzko spojené s tufovou výplňou diatrém, ako je to v lokalite Šurice a Hajnáčka. Lávové neky sú známe (l. c.) z lokalít Zabuda, Tilič — 2 km jz. od obce Šurice. K známym struskovým kužeľom patria napríklad Veľký Bučoň, Medvedia Výšina, Ragač, Dunivá hora, Buda, kóta 359 — Holín sv. od Podrečian. Maary a diatrémy boli identifikované len v posledných rokoch (V. KONEČNÝ et al. 1983, P. KONEČNÝ 1986), napríklad maar v Hodejove, maar situovaný južne od Hajnáčky a maar v oblasti Pincinej.

Na strednom Slovensku, na východnom okraji Štiavnických vrchov a k nim príľahlej Pliešovskej kotline sú zachované relikty lávového prúdu v najtesnejšom okolí obcí Ostrá Lúka, Dubové, Bacúrov, Dobrá Niva, Devičie, Babiná. Na západnom okraji Štiavnických vrchov, v oblasti Novej Bane, prejavil sa alkalický bázický vulkanizmus (F. FIALA 1952, V. KONEČNÝ et al. 1983) v lávových prúdoch, v struskovom kuželi a dajkových telesách. V centrálnej časti Štiavnických vrchov vystupuje podľa citovaných autorov vypreparované teleso lávového neku — kóta 726,5 — Kalvária a severne od tohto lávového neku bol identifikovaný vypreparovaný vulkanický nek v oblasti obce Kysihýbel. Detailné údaje o doterajších poznatkoch geologickej stavby alkalických bázických vulkanitov sú uvedené v prácach vyššie citovaných autorov.

Tektonická pozícia

Miocénno-pleistocénny alkalický bazaltový vulkanizmus viaže sa na tektonicko-štruktúrnú pripravenosť prevažne vulkanogénneho prostredia na strednom Slovensku a na tektonicko-štruktúrnú pripravenosť prevažne sedimentogénneho prostredia na južnom Slovensku. Pripravenosť týchto dvoch oblastí súvisí hlavne s miocénno-pleistocénnymi štruktúrami a štruktúrnym vývojom karpatského bazénu, situovaného interne ku karpatskému oblúku. Tektonika, diferencované poklesy bazénu podmienené jeho sarmatským vývojom, subsidenciou i vulkanickou aktivitou podmienili v miocéne, pliocéne i v pleistocéne oživenie a prehĺbenie plytkejších zlomov i v okrajových častiach bazénu zasahujúcich stredné a južné Slovensko a vytvorili tak podmienky na prienik magiem zo simatických úrovní. Migrácia zlomových línií sa v priestore i čase v hrubých rysoch zhoduje (l. c.) s migráciou vulkanických centier ryolitovo-andezitového vulkanizmu a centier alkalického bázického vulkanizmu.

Doteraz preverené tektonické znaky alkalického bázického vulkanizmu môžeme zhrnúť nasledovne:

1. Lávové neky centrálnej časti Štiavnického pohoria na strednom Slovensku

sa viažu na zložitú blokovo-hrasťovú hodruško-štiavnickú prepadlinovú stavbu formovanú v období vrchného sarmatu až panónu. Lávový nek Banská Štiavnica-Kalvária, situovaný pri východnom okraji tejto hrasti, využíval jeden zo zlomov. Nekové teleso Kysihýbel vystupujúce asi 1,5 km sv. od neku Banská Štiavnica-Kalvária v prostredí amfibolicko-biotitických andezitov využívalo zlomové obmedzenie hrasti v tomto úseku. Situovanie nekového telesa ovplyvnil hlavne tektonický systém vz. smeru, známy (l.c.) ako kalvárska porucha.

2. Sopečný kónus s viacerými superponovanými lávovými prúdmi pri Novej Bani, na západnom okraji vulkanického komplexu Štiavnických vrchov, je situovaný pri zlomovom pásme novobansko-klakovského systému, ktorý sa aktivizoval podľa citovaných autorov už v priebehu andezitového vulkanizmu. Na ňom sú situované aj nekové andezitové telesá známe v Klakovskej doline. Aktivita tohto zlomového pásma sa prejavuje i v období sarmatsko-panónskom, kedy nimi prenikali ryolitové masy a pretrvala až do obdobia kvartéru, kedy naň nadväzovali masy alkalických bazaltov.

3. Pri východnom okraji vulkanického komplexu Štiavnických vrchov, v oblasti bacúrovej depresie, prebiehal (l.c.) zlomový systém sj. smeru. Viazali sa naň efúzie lávy alkalických bazaltov vystupujúce v oblasti Ostrá Lúka—Dubové—Dobrá Niva ako relikty prúdov.

Pozícia erupčívneho centra lávového telesa Bacúrov situovaného v tesnej blízkosti reliktov tohto prúdu nie je zatiaľ známa.

Na zlomovú líniu sj. smeru v jej južnejšom pokračovaní nadväzuje pravdepodobne i lávové teleso alkalického bazaltu lokality Devičie.

4. Bázický alkalický vulkanizmus južného Slovenska prenikal neogénnymi — spodnomiocénnymi sedimentmi egenburgu — otnangu viacerými, priestorovo i časovo rozptýlenými erupčívными centrami. Štruktúra oblasti južného Slovenska predstavuje hrasti a grábeny viacerých tektonických smerov sarmatského až panónskeho veku. V mladšom veku nesie štruktúra tejto oblasti znaky postupnej, vertikálne diferencovanej poklesovej stavby. Do súvislosti s ňou dávajú vyššie citovaní autori i postupné prenikanie lát alkalických bazaltov z hlbinných zón k povrchu.

Výskyty alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska predstavujú najsevernejšie výskyty alkalických bazaltov vnútrokarpatského vulkanického venca. Najpočetnejšie sú zastúpené práve v oblasti stredného a južného Slovenska. Štruktúrno-tektonicky súvisia s evolúciou severného až severovýchodného okraja karpatského bazénu. Ich priestorové a časové rozptýlenie, v oblasti južného Slovenska zvlášť, je dôsledkom (l.c.) komplikovaných hlbinných zlomov a poklesov hlavne sedimentárnych más súvisiacich s doformovávaním sa severných okrajových častí karpatského bazénu v pleistocéne.

Vývoj

Početné výskyty alkalického bázického vulkanizmu nie sú dodnes dostatočne objasnené pokiaľ ide o ich vývoj.

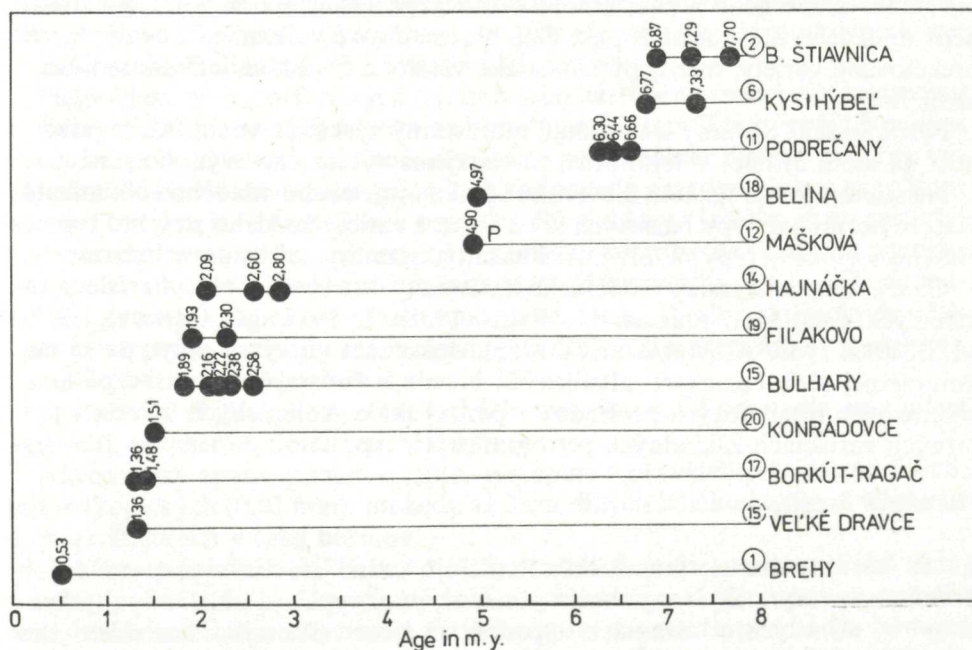
Na základe faunistických relikto (O. FEJFAR 1961, 1964) sa potvrdil villafranchianový vek bázických extrúzií v okolí Hajnačky. F. FIALA 1952 pripisoval na základe superpozičných vzťahov alkalických bazaltov ku kvartérnym riečnym terasám rieky Hron vulkanitom oblasti Novej Bane kvartérny vek.

Staršie (A. E. M. NAIRN—K. KAROLUS 1965, A. E. M. NAIRN 1967) i novšie magnetometrické merania (O. ORLICKÝ et al. 1982) poukazujú na vývoj alkalických bazaltov v širšej časovej škále.

Údaje o veku alkalických bázických vulkanických hornín stredného a južného Slovenska z posledných rokov (J. KANTOR—V. WIEGEROVÁ 1981, K. BALOGH—A. MIHALIKOVÁ—D. VASS 1981, D. VASS—I. KRAUS 1985) potvrdzujú vývoj alkalického bázického vulkanizmu s určitou postupnosťou a následnosťou v časovom rozpätí 8 mil. rokov, od pontu cez celý pleistocén.

Prehľad doterajších údajov o vývoji alkalických bázických vulkanitov $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ metódou uvádzame v obr. 2.

Na základe uvedených údajov vidíme, že najstaršie výlevy (viac ako 7 mil.



Obr. 2 Vekové údaje miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska niektorých výskytov. Čísla v krúžkoch pri názvoch lokalít zodpovedajú jednotnému číslovaniu vzoriek a lokalít v texte. Číslo v čiarkovanom krúžku zodpovedá lokalite, v blízkosti ktorej lokalita Dravce vystupuje. Vzorky sú vertikálne zoradené podľa pribúdajúceho veku. Každý čierny bod zodpovedá vekovej analýze a uvedeným zisteným vekom zodpovedajúcej lokality. Údaje zodpovedajú analýzám hornín. Čierny bod označený P zodpovedá analýze pyroxénu. Prevažná časť údajov je prevzatá z citovaných publikácií. Niektoré údaje, hlavne o mladšom veku, ešte nepublikované, sme získali pers. com. (D. VASS 1984). Viaceré body na jednej horizontále zodpovedajú viacerým analýzám tých istých autorov alebo i rôznych autorov. Bližšie údaje v texte.

rokov staré) sú známe zo stredného i južného Slovenska. Lokality so zhodným alebo blízkym vekom sú situované alebo blízko seba, alebo sú maximálne vzdialené. Najskoršie sú výskyty situované interne v oblasti stredného alebo v oblasti južného Slovenska. Najnižší zistený vek, 1,50 alebo 0,53 mil. rokov, majú horniny zo stredného i južného Slovenska. Zistené opakované výlevy superponovaných prúdov nie sú vekove jednotné. Väčšina mladých výskytov je koncentrovaná na južnom Slovensku v oblasti Filakova. Jeden výskyt bazanitu — 0,53 mil. roka — Brehy — je situovaný na západnom okraji stredného Slovenska. Najvyššie veky zodpovedajú horninám nekov alebo iným subvulkanickým telesám. Najnižšie veky majú horniny prúdov.

Záveru o vývoji vulkanizmu si vyžadujú hustejšiu sieť analytických údajov o veku efúzií, prípadne extrúzií. Tie sú predmetom sústavnej pozornosti a údaje o vekoch sa postupne dopĺňajú.

Petrografia a minerálne zloženie

Na stavbe terciérneho a kvartérneho alkalického bazického vulkanizmu stredného a južného Slovenska sa podieľajú hlavne lávové vulkanické horniny a ich brekciované variety, menej pyroklastické variety a zmiešané vulkanosedimentárne horniny.

Pyroklastické horniny si vyžadujú samostatný výskum a venuje sa im pozornosť na inom mieste. V tejto práci sa venujeme výlučne lávovým horninám.

Na strednom i na južnom Slovensku vznikali v priebehu mladého vulkanizmu viaceré horninové typy bazických láv a viaceré variety každého z týchto typov. Hlavné horninové typy sú: olivínické bazalty, bazanity, tefrity a trachybazanity.

Charakteristické znaky modálneho zloženia týchto hornín, ako je uvedené vo viacerých detailných prácach (F. FIALA 1938a, b, 1952, M. ČAJKOVÁ 1957, M. ŠÍMOVÁ 1965, A. MIHALIKOVÁ 1966), dokumentujú vývoj polytypovej nekompletnej série bazických alkalických hornín v širšom časovom rozpätí, za svojráznych tektonických pochodov v pestrej škále geologických telies a v početných variáciách základných petrografických typov.

Alkalické bazalty

Sú to horniny čierne, faneritické. Podieľajú sa na stavbe vypreparovaných komínov i prúdov. Sú kompaktné i pórovité, póry vyplňajú uhličitaný. Makroskopicky sú v týchto horninách nápadné, až 1 cm veľké výrastlice sklovitého zeleného olivínu, čierne výrastlice pyroxénu a sklovito lesklé ihličky živcov. Niektoré variety sú prevažne afanitické. Podiel porfyrických výrastlíc v celej hornine je 20—40 %. Základná hmota sa skladá z plagioklasu, olivínu, pyroxénu a rudného pigmentu. V niektorých výskytoch je malým podielom zastúpený nefelín, v iných analcím alebo vulkanické sklo. V niektorých výskytoch možno pozorovať neostre prechody až k bazanitom.

Olivín porfyrických výrastlíc obsahuje spravidla 60 až 75 % forsteritovej zložky. Ojedinele obsahujú výrastlice $Fo > 80\%$. Intenzívne korodované a pa-

raklázované sú hlavne výrastlice väčšie ako 1 cm. Po puklinách sú v nich často koncentrované izometrické zrníčka rudnej povahy — magnetitu i Ti-magnetitu, ktorý je leukoxenizovaný. V niektorých výskytoch sú na puklinách olivínu nápadné šupinky sfudovej povahy — boulingitového charakteru, v iných šupinkovité zrníčka antigoritu a chryzotilu alebo aj povlaky a lemy hnedočervených idinxitových zhlukov. Zriedkavé sú aj zrníčka karbonátov po puklinách. V základnej hmote vystupuje olivín ako izometrické zrníčka obdobného zloženia ako vo výrastliciach.

Pyroxén je zastúpený hlavne monoklinickým augitom a Ti-augitom s nafialovými odtieňmi prevažne zelenohnedých farieb, s nerovnorodou stavbou nevýrazného charakteru presýpacích hodín a niekedy i s výraznou zonárnou stavbou. Jedince s väčšími rozmermi ako prevažná časť výrastlíc sú spravidla intenzívne korodované až na „kostrovitý vzhľad“ alebo na zhluk oválnych drobných zrníčok s rovnakou optickou orientáciou. Menšie výrastlice sú väčšinou pomerne čerstvé. Zrníčka uhličitanovej povahy zatlačujúce zrníčka pyroxénov sú zriedkavé. V základnej hmote majú pyroxény spravidla ihličkovitý vývoj. Miestami sú to izometrické zrníčka s obdobným zložením ako vo výrastliciach. V prípade pyroxénov i v prípade olivínu ide pravdepodobne väčšinou o kryštalizačné očká intratelurického vývoja.

Plagioklasy sú v porfyrických výrastliciach zastúpené menej ako pyroxény a olivíny. Sú idiomorfne aj intenzívne korodované, s tabuľkovitým aj lištovitým vývojom, polysynteticky zrastené, zriedkavo periklinálne. Zistený zonárny vývoj plagioklasov v niektorých prípadoch zodpovedá pravdepodobne xenolitom hornín, ktorými láva prenikala k povrchu. Plagioklasy výrastlíc sú zo zastúpených minerálov pomerne najčerstvejšie, s lokálne roztrúseným rudným pigmentom na ich plôškach. Zodpovedajú labradoru až bytovnitu, An_{60-70} . V základnej hmote majú plagioklasy dominujúce postavenie. V mikroskopických ihličkách sú všesmerne orientované, vzájomne sa dotýkajú a prerastajú v poikiloofitickom a ofitickom usporiadaní.

V rudnom pigmente, v izometrických zrníčkach, je spravidla zastúpený magnetit, maghemit, ilmenit a leukoxén.

Akcesorický apatit, pomerne častý, vystupuje v pravidelných idiomorfných, mikroskopických (0,01 mm), inokedy až 2 cm dlhých ihličkovitých až vláskovitých kryštálikoch v celej hornine.

Lokálne pribúda v základnej hmote: menlivý podiel vulkanického skla, menlivý podiel nefelínu, analcímu i zeolitové minerály ako phillipsit, apophyllit ako primárne v základnej hmote. Vo viacerých prípadoch prechádza hornina bez nápadných hraníc do bazanitu s modálnym nefelínom v základnej hmote. Na základe menlivého podielu jednotlivých minerálnych zložiek intratelurického a efuzívneho vývoja v alkalických bazaltoch sa vyčlenili variety: olivinické bazalty, plagioklasové bazalty, limburgitické bazalty a prechodné variety: alkalické bazalty — bazanity.

Olivinické bazalty obsahujú výrastlice olivínu — 21 %, pyroxénu — 12 %, plagioklasu — 7 %. V základnej hmote je olivín — 20 %, pyroxén — 15 %, plagioklas — 15 %, rudná zložka — 10 %.

Plagioklasové bazalty obsahujú výrastlice plagioklasu — 19 %, olivínu — 10 %, pyroxénu — 11 %. Základnú hmotu tvoria plagioklasy — 30 %, olivín — 10 %, pyroxén — 30 % a rudná zložka — 7 %.

Limburgitické bazalty sú variety s podielom chlorofeitizovaného vulkanického skla približne 30 % a s intratelurickým vývojom minerálov podobne ako olivinické bazalty.

Prechodné variety, alkalické bazalty — bazanity, sú varietou olivinických bazaltov. Majú menlivý podiel analcímu, prípadne nefelínu v základnej hmote.

Bazanity

Bazanity sú horniny šedočierne až čierne, faneritické a lokálne sčasti afanitické. Obyčajne sú v rôznych geologických telesách alebo pri variabilnej pozícii v masívnych prúdoch, dajkách i žilách zastúpené variety kompaktné i pórovité. Póry často vyplňajú uhličitanové minerály, klencový kalcit ako cvočkový kalcit (kryštáliky max. 1×1 cm) a drobnoihličkovité až stebelnaté, 20×1 cm veľké idiomorfne kryštáliky aragonitu a idiomorfne, max. 1×1 cm veľké kryštáliky i kusovité masy zeolitových minerálov skupiny phillipsit, gismondín, laumontit. Pórovité variety sú často aj bez výplne pórov. Najčastejšie sa vyskytujú vo vrchných častiach prúdov, kedy tvary pórov sú nápadne predĺžené a vzájomne jednosmerne predĺžením lineárne i plošne orientované.

Bazanity sú prevažne porfyrické, zriedkavo afyrické horniny. Intratelurická fáza dosahuje 10—40 % celkového zloženia. Vertikálne rezy najväčších výrastlíc dosahujú v niektorých prípadoch 2 cm.

Ako porfyrické výrastlice vystupujú olivíny, pyroxény, plagioklasy, nefelín.

Olivín je zastúpený v každej variete bazanitu. Je korodovaný a v bazanitoch sú časté náznaky korózie prevažnej časti kryštálových jedincov neefuzívneho vývoja. Podiel forsteritovej zložky je variabilný, od niekoľko percent až nad 90. Vyššie podiely forsteritovej zložky zodpovedajú pravdepodobne plášťovej generácii olivínov.

Pyroxény sú zastúpené prevažne monoklinickými varietami — augitom, Ti-augitom, egirinickým augitom, egirínom a rombickými varietami — enstatitom a Ca-enstatitom. Augity a Ti-augity majú niekedy viac, inokedy menej výraznú nerovnorodú stavbu, zonárnu štruktúru i štruktúru presýpacích hodín. Egirinické augity a egiríny sú spravidla centrálnymi časťami augitických jedincov a v niektorých prípadoch i diopsidických augitov. Rombické pyroxény sú často narastené v zhlukoch s olivínmi s vyšším podielom forsteritovej zložky, alebo tvoria spolu s monoklinickými pyroxénmi lemy na porfyrických výrastliciach olivínu. Amfiboly sú zastúpené v bazanitoch viacerými typmi — Ti-amfibolom, bazaltickým amfibolom a rhönitom.

Ti-amfibol, 10×3 cm veľké kryštály i kryštaloklasty v bazanitových pyroklastikách na viacerých výskytoch, dokumentuje najpravdepodobnejšie relikty plášťového materiálu.

Bazaltický amfibol porfyrickej fázy bazanitov je často opacitizovaný i rhönitizovaný.

Rhönit má charakter autometasomatického, prípadne až efuzívneho vývoja. Plagioklasy intratelurického vývoja bazanitov zodpovedajú bázickým andezínom až labradoritom, An_{60-85} . Sú výrazne polysynteticky lamelované, len ojedinele bola pozorovaná zonárna stavba s uzavreninami rudného pigmentu alebo amfibolu na styku zón spolu s mikrolitmi pyroxénov.

Nefelín vystupuje v idiomorfných 5×3 mm veľkých výrastliciach. Je raz viac, inokedy menej korodovaný a v niektorých prípadoch prerastá s korodovanými výrastlicami pyroxénov.

Zastúpenie olivínov, pyroxénov, amfibolov, plagioklasov a nefelínu vo výrastliciach je variabilné. Maximálny podiel, 4 %, dosahuje nefelín vo výrastliciach v prípade pomerne nízkeho podielu plagioklasov i pomerne nižšieho podielu výrastlíc vôbec. Výrastlice olivínov a pyroxénov sú zastúpené v každej variete bazanitu. Výrastlice plagioklasov v niektorých varietách chýbajú. Amfiboly majú podobné zastúpenie v relácii k ostatným výrastliciam ako nefelín.

Na základe podielu jednotlivých zložiek vo výrastliciach i zloženia a podielu zložiek v základnej hmote vystupujú bazanity v takýchto varietách: plagioklasové bazanity, limburgitické bazanity, nefelinické bazanity, amfibolické bazanity a prechodné variety bazanity — trachyty — trachytické bazanity.

Plagioklasové bazanity majú porfyrické výrastlice (30 %) olivínov, pyroxénov a plagioklasu. Plagioklasy majú dominujúci podiel i v základnej hmote. V pyroxénoch egirinická zložka niekedy chýba a nefelín v základnej hmote dosahuje 4—7 %.

Limburgitické bazanity sú spravidla pórovité a mandľovcovité, intratelurická fáza dosahuje až 32 %. Vulkanické sklo sčasti palagonitizované dosahuje 23 %. Vo výrastliciach sú zastúpené: olivín, monoklinické pyroxény, čadičové amfiboly, opacitizované a rhönitizované amfiboly a pyroxény. V základnej hmote dominuje plagioklas, pyroxén a rudná zložka. Olivín dosahuje 5 %. Mandle sú vyplnené uhličitanovými a zeolitovými minerálmi.

Nefelinické bazanity sú spravidla kompaktné, lokálne pórovité až mandľovcovité, 1—2 dm veľké póry sú vyplnené aragonitovými idiomorfnými kryštálmi. Popri výrastliciach olivínu (19 %), pyroxénu s egirinickým jadrom (11 %) a plagioklasu (5 %) obsahujú výrastlice nefelínu (3—7 %). V základnej hmote dominujú plagioklasy (20—25 %) a nefelín (10—16 %), rudná zložka, pyroxén a olivín sú zastúpené v izometrických zrníčkach. Niektoré variety nefelinických bazanitov neobsahujú ani výrastlice plagioklasu, ani nefelín v porfyrických výrastliciach, alebo len ojedinele, a nefelín v základnej hmote dosahuje 16—30 %.

Amfibolické bazanity

Majú zvýšený podiel korodovaného bazaltického amfibolu i magnetitizovaných a rhönitizovaných výrastlíc amfibolu i zrníčok v základnej hmote. Plagioklasy sú prevažne labratory, menej bytovnity. Základná hmota pórovitých variet má charakteristický arborescentný vývoj tmavých minerálov a nefelinicko-analcimická časť základnej hmoty dosahuje 20 %.

Trachytické bazanity obsahujú popri olivíne, Ti-augite a labrador-bytovnité vo výrastliciach aj oligoklas, bazaltický amfibol, biotit, nefelín, analcím a zeolitové minerály v základnej hmote.

V bazanitoch v rudnej zložke vystupuje ilmenit, Ti-magnetit a leukoxén.

Xenolity a xenokryštály v bazanitoch

Charakteristickým znakom variet skupiny bazanitov je zastúpenie a podiel xenolitov a xenokryštálov pravdepodobne plášťovej genézy, xenolitov hornín podložného kryštalinika a hornín paleogénnych a neogénnych sedimentov.

Xenolity sedimentov — pieskocov, kremencov i vápencov sú v prípade väčších rozmerov zachované s nevýraznými reakčnými lemmami. Ak majú xenolity menšie rozmery, sú prevažne, alebo úplne pretavené. Relikty po nich sú spravidla reakčné lemy koncentricky usporiadaných ihličiek diopsidického augitu s reliktnými nepretavených zrníčok kremeňa. Časté sú i relikty po termicky rekryštalizovaných úlomkoch vápencov s podielom SiO_2 ako zhluky ihličkovitých kryštálikov povahy wolastonitu.

Pretavené, termicky preformované mikroskopické xenolity a reakčné lemy okolo nich sú orientačným ukazovateľom zmien v zložení lávy v posledných kryštalizačných štádiách, ktoré mohli podmieniť relatívne obohatenie alebo ochudobnenie o niektoré zložky, a tak i lokálne odlišné minerálne zloženie posledných kryštalizačných fáz.

Xenolity predpokladaného plášťového pôvodu sú zastúpené viacerými varietami lherzolitov, websteritov, pyroxenitov, peridotitov i gabroidných hornín.

Xenokryštály plášťového pôvodu, ako Cr-spinely (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980), kaersutity, ulvospinely, rombické pyroxény, monoklinické pyroxény, olivíny indikujú nerovnorodú skladbu plášťových más v hĺbkach, v ktorých dochádzalo ku generovaniu primárnej magmy pre bazaltové efúzie.

Xenolity i xenokryštály, vynesené na povrch prevažne bazanitoidnými lávami ako zbytky nepretavených plášťových hornín, čo potvrdzuje hlavne úlomkovitý charakter štruktúr hornín, vyžadujú si osobitné skúmanie a detailne sa im venujeme na inom mieste.

Tefrity

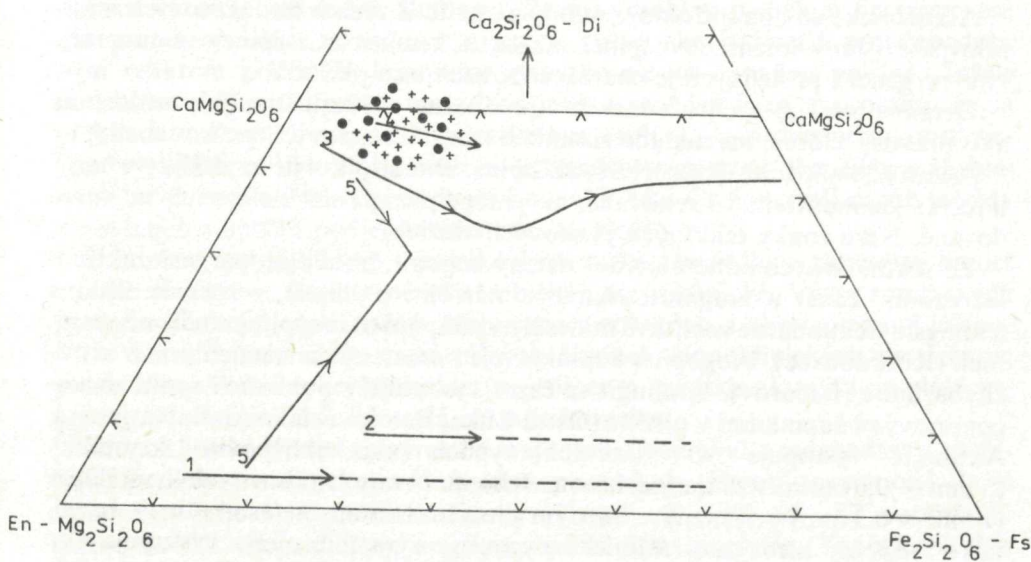
Horniny sú tmavé, faneritické, nevýrazne porfyrické, holokryštalické, poikilofitické. Stebelnaté, 1 cm veľké kryštály Ti-augitov (31 %), diopsidického i eginického augitu (30 %), labrador-bytovnitu tiež so stebelnatým vývojom (25 %), kostrovité i izometrické zrníčka Ti-magnetitu, ilmenitu (11 %), ihličkovité kryštáliky apatitu (4 %) sú všesmerne orientované a vzájomne sa prerastajú. Interstície vyplňajú kryštáliky nefelínu, analcímu i vláknitých zeolitových minerálov vzájomne prerastených. Lokálne je táto asociácia minerálov bez olivínu, odlišné sú i podiely od uvedených a stebelnatý kostrovitý olivín dosahuje 10 % a vzájomne sa prerastá s ostatnými minerálmi.

Trachybazanity

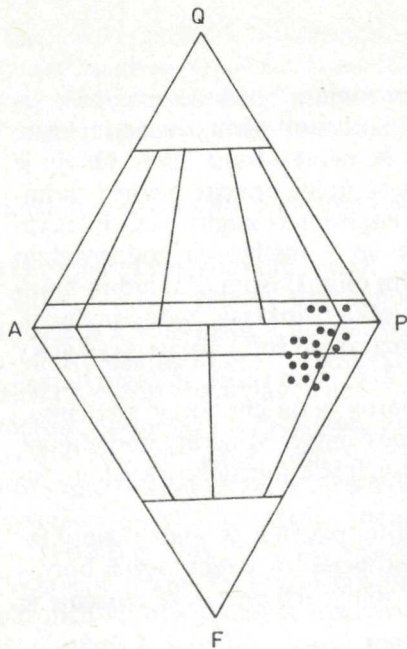
Horniny svetlosivé až sivobiele, pórovité až pemzovité s hnedočervenými škvrnami po olivíne a s čiernymi stĺpkovými kryštálkami amfibolu a pyroxénu, ktoré sú evidentné i makroskopicky. Rozmery výrastlíc nepresahujú 7 mm. Olivín je čiastočne alebo úplne idingsitizovaný, amfiboly sú úplne opacitizované a rhönitizované, pyroxény zodpovedajú diopsidickým augitom až augitu s egirinickým jadrom. Sú čiastočne magnetitizované. Živce vo výrastliciach zodpovedajú andezín-labradoru i polysynteticky lamelovaným oligoklasom. Základnú hmotu tvoria ihličkovité labradora i izometrické zrníčka ortoklasu, rudný pigment, rhönit, ihličky pyroxénu, analcím i nefelín a roztratené šupinkovité kryštálky flogopitu. Šupinky bronzovo-lesklého flogopitu, 2×3 mm veľké, sú často narastené i na stenách pórov. Povlaky na stenách pórov majú charakter analcímu.

Všetky skúmané horniny sú prevažne pomerne čerstvé. Minerály podieľajúce sa na ich zložení vznikali v primárnych kryštalizačných intratelurických a efuzívnych podmienkach.

Minerály podstatne zastúpené vo väčšine hornín patria k skupine plagioklasov, foidov, olivínov, pyroxénov, podstatne zastúpené len v niektorých horninách patria k skupine draselných živcov a amfibolov. Ich chemické zloženie je uvedené na tabuľkách 4—6.



Obr. 3a Niektoré pyroxény výrastlíc i zrníčok základnej hmoty alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska v relácii s pyroxénmi bazaltov málo diferencovaných magiem podľa J. F. G. WILKINSONA 1968: 1 — čiara bronzitu, 2 — čiara pigeonitu, 3 — čiara augitu, 4 — čiara Ca-augitu, 5 — čiara pyroxénov základnej hmoty rýchlo tuhúcich láv. Pri pokročilejšej frakcionácii pyroxény sa situujú postupne do pravej časti diagramu v smere šípok. Plné body — podiely normatívnych molekúl Fs-En-Di vypočítané z chemických analýz hornín. Krížiky — chemické zloženie pyroxénov ako v tab. 5. Pozícia bodov a krížikov s analytickými chybami.



Obr. 3b Skúmané horniny 1—20 v diagrame APF-AQP A (alkalické živce) — P (plagioklasy) — F (foidy) — Qz (kremeň) sensu A. STRECKEISEN 1967.

Akcesorické sú opakné oxidy, sulfidy a apatit. Z týchto nesilikátových minerálov bol zistený ilmenit, ulvospinel, magnetit, hematit a Cr-spinelové minerály. Hlavne genéza posledných je charakterizovaná ako plášťová.

Detailné analýzy týchto minerálov predbežne chýbajú. I sulfidy uvádzame ako pravdepodobné na základe zisteného obsahu stopových prvkov a síry.

Apatity sú nápadné akcesorické, až 2 mm veľké stĺpkovité kryštáliky v bazanitoch s kaersutitom. Sú ryhované, nevýrazne pleochroické a intenzívne korodované. Nesú znaky reliktných plášťových zložiek.

Zo sekundárnych minerálov bol zistený flogopit, boulingit, pargasit, aktinolit, rhönit, kalcit a aragonit, chabazit, nátrolit, phillipsit, serpentín, chlorit a idingsit. Sekundárne zeolitové minerály vystupujú ako výplň mandlí v bazanitoch (Konrádovce). Flogopit v šupinkách je narastený na stenách pórov v trachybazanite (Bacúrov). Boulingit sa často vyskytuje v puklinách spolu so serpentínovými šupinkami v olivíne (Ostrá Lúka, Banská Štiavnica-Kalvária a i.). Aktinolit vystupuje vo viacerých typoch ako ihličkovité kryštáliky (5 mm × 0,01 mm) v základnej hmote. Rhönit v tvare stĺpkovitých kryštálikov (1 mm × 0,3 mm) s výrazným hnedým pleochroizmom metasomatizuje bazaltické amfiboly alebo monoklinické pyroxény výrastlíc, alebo vystupuje ako početné kryštáliky v základnej hmote bazanitov (napr. Borkút-Ragač, Kysihýbel a i.).

Plagioklasy sú zastúpené ako porfyrické výrastlice max. 1m veľké, i ako mikroskopické zrníčka v základnej hmote. Zodpovedajú bytovnitu — labradoru — An₇₅₋₅₃ — tab. 6. Vyššie podiely anortitovej zložky boli zistené vždy v centrálnych častiach výrastlíc, nižšie podiely v zrníčkach základnej hmoty.

Zonálna stavba je zriedkavo evidentná v mikroskopickom obraze, ale mikrosondové obrazy (tab. 6) ukazujú na nerovnorodé a zonálne zloženie výrastlíc. Spravidla sú polysynteticky lamelované podľa albitového i karlovarského zákona. Zrníčka v základnej hmote majú lištovitý až ihličkovitý vývoj. Zo stopových prvkov distribuovaných v plagioklasoch je v prevahe stroncium (hlavne v centrálnych častiach) a bárioium.

Zo skupiny draselných živcov (potvrdené opticky) vystupuje anortoklas v trachybazanite Bacúrov a sanidín v trachybazanite Dobrá Niva.

Foidy sú zastúpené nefelínom a analcínom. Nefelín je ako porfyrické výrastlice 7 mm × 7 mm veľké korodovaný v bazanite z oblasti Filakova. Lokálne dosahuje vo výrastliciach maximálne 5 %. Spravidla vystupuje ako intersticiálne alotriomorfné zrníčka alebo ako matrix v základnej hmote bazanitov viacerých lokalít. Analcím tvorí často výplň pórov v bazanitoch s pórovitou stavbou.

Olivíny zastúpené v porfyrických výrastliciach dosahujú (zriedka presahujú) 1 cm. Zrníčka v základnej hmote majú mikroskopické rozmery, sú menšie ako 1 mm. Olivíny vykazujú širokú škálu podielu forsteritovej zložky — Fo_{91-60} (tab. 4). Zrná, ktoré dosahujú v centrálnej časti Fo_{80} a viac, sú pomerne rovnomodejšie. Zrná s forsteritovou zložkou v centrálnej časti nižšou, asi 70 až 60, sú nerovnomodejšie a podiel Fo zložky v okrajovej časti týchto zrn je nižší ako v centrálnych častiach a blízky podiel Fo zrn v základnej hmote. Najnižšie obsahy Fo v olivínoch (tab. 4) boli zistené v hornine bez plagioklasov v porfyrických výrastliciach (napr. Bulhary). Zrná s vysokým podielom Fo vystupujú ako pseudovýrastlice a možno ich zaradiť ku xenokryštálom, k pravdepodobným reliktom plášťa. V komplexe výrastlíc nie sú nápadne odlišné. Ťažšie postrehnuteľný vyšší reliéf, korozívne javy a reakčné lemy spôsobujú, že sa prehliadajú. Zrná olivínu s nižším podielom, asi Fo_{80-70} , zodpovedajú porfyrickým výrastliciám vykryštalizovaným z bazaltovej magmy. Rozdiely v zložení olivínov sú i v obsahu stopových prvkov, ako Ni a Cr. Ich vyšší obsah je vždy v olivínoch s vyšším podielom forsteritovej zložky.

Pyroxény vystupujú ako výrastlice 1 cm veľké a zrníčka v základnej hmote menšie ako 1 mm. Zastúpené sú rombické i monoklinické. Vývoj rombických pyroxénov nie je jednoznačný. Narastené v zhlukoch, i ako izolované jedince často korodované, alebo v centrálnych častiach monoklinických pyroxénov, patria k najskoršie vykryštalizovaným jedincom, prípadne k reliktom plášťovej genézy. Hodnota 2V zodpovedá enstatit-bronzitu.

Monoklinické pyroxény výrastlíc majú (tab. 5) spravidla maximálne a variabilné podiely enstatitickej a diopsidickej molekuly. Ferosilitová molekula je minimálna (obr. 3). Optické konštanty — c/γ — 40—42°, 45—52° potvrdzujú priradenosť k diopsidickým augitom, egirinickým augitom, Ti-augitom. Ich chemické zloženie zodpovedá Ca-augitom — obr. 3, tab. 5. Identifikované boli i Cr-diopsidy (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980). Ako porfyrické výrastlice sú idiomorfne, narastené často i na olivínoch alebo rombických pyroxénoch, prípadne ako izolované jedince. Na jedincoch predpokladanej plášťovej genézy sú nápadné časté exsolučné lamely poukazujúce na prerušenie stability pri vysokých teplotách.

Amfiboly vystupujúce ako xenokryštály — kaersutity s vysokým podielom TiO_2 (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980) dosahujú veľkosť 10 cm v lávových i pyroklastických bazanitoch z Máškovej, v bazanite z Kysihýbela i z ďalších lokalít. Ako porfyrické výrastlice bazaltické amfiboly približne 1 cm veľké s c/γ — 9—14° a ako drobnostlupkovité, 0,5 mm veľké až ihličkovité rhönity, hnedopleochroické, zatlačajúce bazaltické amfiboly alebo pyroxény spolu s opaknými rudnými minerálmi za nižších „mokrých“ podmienok v posledných kryštalizačných štádiách spolu s opaknými oxidmi, napríklad v trachybazanite z Bacúrova.

Petrochemické charakteristiky

Metodika výskumu

Pri výskume sme použili 20 reprezentatívnych vzoriek hornín, a to 10 vzoriek z lokalít stredného a 10 vzoriek z južného Slovenska. Lokality, makrovzorky a ich rôzne frakcie sú očíslované od 1 do 20. Číslovanie je jednotné v texte, tabuľkách i diagramoch. Zodpovedá približne geografickej postupnosti výskytu lokalít od západu na východ: 1 — Brehy, 2 — Banská Štiavnica-Kalvária, 3 — Dobrá Niva, 4 — Devičie, 5 — Bacúrov, 6 — Kysihýbel, 7 — Chválená dolina I, 8 — Chválená dolina II, 9 — Petrov vrch, 10 — Lomno, 11 — Podrečany, 12 — Mášková, 13 — Šurice, 14 — Hajnačka, 15 — Bulhary, 16 — Radzovce, 17 — Borkút-Ragač, 18 — Belina, 19 — Filákov, 20 — Konrádovce.

Situácia lokalít odberu vzoriek je znázornená na obrázku 1.

Lokalizácia vzoriek a vzorkovanie

Po predchádzajúcej prehliadke a petrografickom vyhodnotení všetkých povrchovo prístupných výskytov alkalických bazických hornín stredného a južného Slovenska sme si zvolili lokality na odber. Odobraté vzorky reprezentujú rôzne druhy geologických telies, prípadne rôzne časti masívnejších telies. Vzorky 9 a 10 boli po preskúmaní identifikované ako pyroxenický andezit. Nechávame ich zaradené v komplexe skúmaných vzoriek na demonštrovanie ich diferencie.

Pri výbere lokalít boli smerodajné geologické charakteristiky vulkanických telies, mapy v mierke 1:200 000 stredného a južného Slovenska (M. KUTHAN et al. 1963) a mapy v mierke 1:25 000 (V. KONEČNÝ—J. LEXA in Ed. D. VASS et al. 1981).

V niektorých prípadoch sa miesta odberu vzoriek zhodujú s exploatačnými odkryvmi; na niekoľkých lokalitách boli urobené umelé odkryvy na odber vzoriek a na niektorých sa vzorky odoberali z prírodných odkryvov.

Vzorky na zvolených lokalitách reprezentujúcich určité geologické telesá boli odobierané odstreľom v množstve á 100—150 kg (rok 1960). Väčšie kusy vzoriek sme roztlkali geologickým kladivom na kusky 10 × 10 × 10 cm veľké. Každý kusok tejto veľkosti sme prehliadali. Prípadné zhluky, noduly alebo iné nerovnorodé časti ako xenolity, xenokryštály, megakryštály, výplň mandlí alebo navetrané kôry, povlaky po puklinách, sme vyradzovali. Vybrané makroskopické

ky rovnorodé kúsky sme drvili na prach v guľovom mlyne (guľový mlyn prototyp VUS, Výskumný ústav zväračský, Bratislava — rok 1961). Prachové vzorky sme kvartovaním homogenizovali a porcovali do sklenených prachovnic à 100 cm³ a à 200 cm³.

Práškové vzorky sa využívajú na základné i opakované chemické analýzy hornín, na stanovenie hlavných a stopových prvkov, na vekové analýzy hornín. Slúžia i na kontrolné a predovšetkým na komparatívne výmenné analýzy bazaltových hornín a na špeciálny výskum hornín a minerálov. Vyradená časť vzoriek z tohto jednorázového odberu sa použila na detailné identifikačné analýzy minerálov a hornín.

Z makrovzoriek jednotlivých lokalít boli zhotovené výbrusy hornín na analýzy štruktúr hornín (1962) a minerálov mikrosondou (1983).

Makrovzorky, výbrusy i prachové vzorky sú evidované a uskladnené v dokumentačných skladových priestoroch Geologického ústavu Dionýza Štúra.

Vcelku 83 analýz minerálov — olivínu, pyroxénu, plagioklasu, bolo robených elektrónovou mikrosondážou v rezoch hornín mocných 0,003 mm prístrojom Super-Probe 733 na GÚDŠ — rok 1983, metódou ZAF sa zohľadnili analytické chyby a pri výpočtoch sa použil počítač PDP-11 s programom JASCAL.

Práškové vzorky pri analytických postupoch sa upravovali podľa potrieb použitých analytických metód.

Analytické postupy

20 práškových vzoriek (1—20) analyzovalo

a) na hlavné prvky — Laboratórne stredisko, Turčianske Teplice, Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves — rok 1982. Analýzy kvantity hlavných prvkov sa robili z 2—1 gramu prachovej vzorky. Vzorka sa rozkladala kyselinou soľnou a kyselinou dusičnou. Nerozpustný zvyšok sa tavil s uhličitanom sodným. Po vylúhovaní taveniny s vodou a kyselinou chlorovodíkovou sa vylúčil SiO₂. Stanovil sa vážkovo, odkúrením s kyselinou fluorovodíkovou. Zo zásobníka roztoku po SiO₂ sa stanovilo:

Al₂O₃ — titráciou s octanom zinočnatým

TiO₂ — fotometricky s tironom

Fe₂O₃ — fotometricky s kyselinou sulfosalicylovou v alkalickom prostredí

P₂O₅ — fotometricky s molybdeňanom amónnym po redukcii F so siričitom sodným

CaO — titračne s chelatónom 3

MgO — titračne s chelatónom 3

Po rozklade kyselinou fluorovodíkovou a sírovou sa stanovilo FeO — titračne s dvochromanom draselným a po rozklade vzorky s kyselinou fluorovodíkovou a chloristou v platinových miskách sa stanovili metódou AAS (Varian Techtron AA-875) prvky: Ca, Mg, Na, K, Mn, Li, Rb, Cs s použitím prídavných roztokov. Sintráciou vzorky so zmesou uhličitanu sodného a kysličníka zinočnatého, po vylúhovaní vodou sa stanovil obsah S — vážkovo, zrážaním s chloridom bárnatým.

b) na stopové prvky — Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Mo, W, Cr, V, B, Ga, Be, Y, La, Zr, Nb, Ba, Sr, Sn — Laboratórne stredisko Spišská Nová Ves, Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves — rok 1982. Aplikovala sa metóda atómovej emisnej spektrometrie s indukčne viazanou plazmou — AES—ICP. Na rozklad prvkov Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co sa použila lúčavka kráľovská po predchádzajúcom odkúrení s HF. Na rozklad prvkov Mo, W, Cr, V, Ga, Be, B sa použilo spekanie s Na_2O_2 . Na rozklad prvkov Y, La, Zr, Nb sa volilo tavenie po predchádzajúcom odstránení SiO_2 (odkúrením s HF) a následným zrážaním a rozpustením zrazeniny kysličníkov. Na rozklad Ba a Sr sa použilo spekanie s Na_2O_2 po predchádzajúcom rozpustení v kyselinách. Analytické postupy zodpovedajú stabilným programom použitej aparatury. Použili sa varianty roztokových analyzátorov — ICP fy ARL s vhodnými variantmi generátorov HENRY a počítačov POP — fy DEC.

20 práškových vzoriek (1—20) analyzovalo Centrálné laboratórium, Černošice, Geoindustria, n. p. — stredisko rádionuklidových analýz Geoindustria, n. p., Praha — rok 1983 na obsahy vzácnych zemín a ďalších stopových prvkov: Sm, La, Au, U, Ce, Yb, Lu, Th, Cr, Rb, Eu, Sc, Ta, Tb, Co, Cs, Hf, Sb. Obsahy sa zisťovali metódou inštrumentálnej neutrónovej aktivačnej analýzy — INAA. Použil sa reaktor VVR-S, komputabilizovaný gammaspektrometer IN 90 (Intertech, Francúzsko) a polovodičové Ge (Li) detektory s vysokou rozlišovacou schopnosťou. Objektívnosť a reprodukovateľnosť výsledkov bola overovaná pomocou medzinárodných horninových štandardov ZGI Berlín — TB, GM, BM. Horninové prášky, asi 200 mg, hermeticky zavarené do PE puzdier boli ožarované 3—6 hodín v aktívnej vani reaktora. Boli robené 3 merania: prvé meranie 5—6 dní po ukončení ožarovania vzorky, druhé po 3 týždňoch a tretie po 3 mesiacoch od ukončenia ožarovania vzorky neutrónmi. Reprodukovateľnosť stanovení dosahuje relatívne 5—15 %.

Orientačné údaje o miestach odberu vzoriek a analyzovaných horninách

Vz. č. 1—10 — lokality stredného Slovenska

Vz. č. 1 — Brehy, západný okraj Štiavnických vrchov, jv. od Novej Bane, sz. od kóty 436,0, stredná časť bazálneho prúdu 20 m hrubého, štátny kameňolom, kusovitá, blokovitá i lavicovitá a stĺpcovitá odlučnosť. Hornina sivá, kompaktná, prevažne afanitická, s výrastlicami olivínu a pyroxénu (30 %), základná hmota s kryštalizačnými očkami olivínu, s pyroxénmi a plagioklasmami \pm nefelín, lokálne \pm analcím. Bazanit.

Vz. č. 2 — Banská Štiavnica-Kalvária, centrálna časť Štiavnických vrchov, s. od Banskej Štiavnice, kóta 726,5 — Kalvária. Vypreparovaný lávový nek, prírodný odkryv, prízemné časti západných svahov, kusovitá odlučnosť, miestami na povrchu balvanov drobnokockovitá odlučnosť typu sonnenbrener. Hornina čierna, drobno až hrubozrnná, kompaktná, so žltozelenými i zelenými výrastlicami olivínu, pyroxénov a živcov (60 %), základnú hmotu tvoria plagioklasy, menej olivín, pyroxén a nefelín. Bazanit.

Vz. č. 3 — Dobrá Niva, východný okraj Štiavnických vrchov, j. od Zvolena,

sz. od obce Dobrá Niva, v záreze vyschnutého jarku — prítoku Neresnickeho potoka, relikty prúdu s lavicovitou odlučnosťou, opustený jamový kameňolom. Hornina čierna, kompaktná, miestami riedko pórovitá. Výrastlice (45—70 %) sú prevažne plagioklasy, menej pyroxény a olivín. Základnú hmotu tvoria plagioklasy, pyroxény, olivín a vulkanické sklo. Plagioklasový bazanit.

Vz. č. 4 — Devičie, v. okraj Štiavnických vrchov, údolie Neresnice, j. od Krupiny, štátny kameňolom. Relikt prúdu, prípadne dajkové teleso (?). Hornina čierna s nádychom do zelena, kompaktná, jemnozrnná, miestami až hrubozrnná, miestami afanitická. Výrastlice (45 %) tvoria plagioklasy, olivín a pyroxény, základnú hmotu plagioklasy, pyroxén, olivín. Bazanit.

Vz. č. 5 — Bacúrov, východný okraj Štiavnických vrchov, jz. od Zvolena, jv. od kóty 417,0, relikty prúdu (?), miestny jamový kameňolom na južných svahoch kopca. Hornina sivá až sivobiela s modravým nádychom, pórovitá až struskovitá, drobnnozrnná až afanitická. Nápadné sú porfyrické výrastlice olivínu hnedastej farby a v póroch šupinky bronzovej farby, 0,5 cm veľké, sludovej povahy. Trachybazanit. Výrastlice plagioklasov i ortoklasov, amfibolu a pyroxénu dosahujú 30 %, základnú hmotu tvoria živce, amfiboly a pyroxény. Póry zaberajú miestami až 40 %.

Vz. č. 6 — Kysihýbel, centrálna až severná časť Štiavnických vrchov, s. od Banskej Štiavnice, v záreze železničnej trate, s. od železničnej zastávky Kysihýbel. Vypreparovaný lávový nek, centrálna časť oválneho telesa. Hornina sivočierna až čierna, pórovitá i mandľovcovitá, s megakryštálmi amfibolu, s nodulmi plášťového pôvodu. Bazanit. Identifikovaný vek 7 mil. rokov. Porfyrické výrastlice (30—70 %) tvoria plagioklasy, pyroxény, olivín a amfiboly, základnú hmotu plagioklasy, pyroxény, olivín ± nefelín, ± analcím, výplň mandlí uhličitanu, zeolitové minerály i palagonitové povlaky na stenách puklín.

Vz. č. 7 — Chválenská Dolina I, z. okraj Štiavnických vrchov, jv. od Tekovskej Breznice, v doline Chválenská Dolina, na jv. úpätí kóty 468,0, dajkové teleso. Hornina sivočierna, kompaktná i riedko pórovitá, drobnnozrnná až afanitická. Póry a dutinky sú bez výplne. Bazanit. Výrastlice (40—50 %) tvoria pyroxény a olivíny, menej plagioklasy, základnú hmotu plagioklasy a pyroxény, menej zrníčka olivínu, ojedinele i vulkanické sklo.

Vz. č. 8 — Chválenská Dolina II, z. okraj Štiavnických vrchov, jv. od Tekovskej Breznice, v doline Chválenská dolina, na jv. úpätí kóty 468,0, žilné telesá prerážajúce dajkové teleso (vz. č 7). Tefrit. Hornina sivá, sivočierna, kompaktná aj riedko pórovitá, zrnná, ale nevýrazne afanitická. Okom sú viditeľné všesmerne orientované čierne až 1 cm veľké stĺpkovité zrníčka pyroxénov v afanitickej hmote. Štruktúra poikilofitická, plagioklasy, pyroxény, menej olivín tvoria podstatnú časť horniny.

Vz. č. 9 — Petrov vrch, Štiavnicke vrchy, j. od Banskej Štiavnice, v. od Počúvalského rybníka, kóta 948,0, dajkové teleso prerážajúce andezitové pyroklastiká. Hornina tmavosivá, kompaktná, stredno až drobnnozrnná, až afanitická. Pyroxenický andezit. Výrastlice (30 %) sú prevažne plagioklasy, menej pyroxény, amfibol ± olivín, základnú hmotu tvoria plagioklasy, pyroxény, ± vulkanické sklo.

Vz. č. 10 — Lomno, jz. svahy pohoria Javorie, pravdepodobne jv. svahy štíavnického vulkánu, tesne pri údolí Neresníckeho potoka, v. od Dobrej Nivy, jv. od Zvolena, j. od kóty 907,0. Dajkové teleso prerážajúce pyroklastiká amfibolicko-pyroxenického andezitu. Hornina čierna, kompaktná, afanitická. Pyroxenický andezit. Výrastlice (55 %) tvoria prevažne plagioklasy, nepomerne menej pyroxény a \pm olivín, základnú hmotu prevažne plagioklasy, menej pyroxény, \pm vulkanické sklo.

Vz. č. 11—20 — lokality južného Slovenska.

Vz. č. 11 — Podrečany, j. časť Lučenskej kotliny, styčné miesta Lučenskej kotliny s Cerovou vrchovinou, s. od Lučenca, pri hlavnej ceste Zvolen—Lučenec, obecný kameňolom, vo svahu kóty 247,0, jv. od Podrečian, lávový prúd, doskovitá i nevýrazne stĺpcovitá odľučnosť. V najbližšom okolí je niekoľko obecných opustených i otvorených lomov, aj štátny lom. Hornina je tmavosivá až čierna, kompaktná aj riedko až husto pórovitá, afanitická, so zrníčkami olivínu 2 mm veľkými a sklenými ihličkami živcov. Bazanit. Výrastlice tvorí plagioklas (23 %), menej olivín a opacitizovaný amfibol, základnú hmotu plagioklas, olivín, pyroxén, vulkanické sklo (sčasti palagonitizované), nefelín, rudný pigment.

Vz. č. 12 — Mášková, s. okraje Cerovej vrchoviny, 12 km zzs. od Lučenca, jjz. od vzorky č. 11 — Podrečany, s. od obce Mášková, na úpätí kóty 262,6 — Skalica. Relikty lávového prúdu, opustený povrchový až jamový lom na hranici lesné svahy — orná pôda. Hornina sivá až čierna, lokálne nazelenalá, po puklinách s hnedavými povlakmi oxidov železa, miestami so žilkami kalcitu, prevažne kompaktná, afanitická, s nápadnými 10—15 cm veľkými megakryštalmi amfibolu — kaersutitu, s xenolitmi peridotitovej povahy, guľovitého (5—10 cm v priemere) tvaru a s inými xenolitmi bázických a ultrabázických hornín plášťového pôvodu i xenolitmi pieskovcov a iných hornín kôry. V hornine boli identifikované viaceré minerály a horniny plášťového pôvodu. Bazanit. Výrastlice (10 %) tvorí bazaltický amfibol, olivín, monoklinický pyroxén, základnú hmotu plagioklasy, pyroxén, olivín, rudný pigment, nefelín, lokálne devitrifikované vulkanické sklo. Sekundárne je hornina kalcitizovaná.

Vz. č. 13 — Šurice, Cerová vrchovina, 10 km jv. od Filakova, v smere Filakovo—Jesenské, kóta 316,3 — Soví Hrad (Bagolyváz). Kopec s nápadnou morfológiou (podobne ako vz. č. 14 — Hajnáčka) je budovaný oligocénnym pieskovcom, na ktorom leží bazaltový tufit. Tufitom preráža niekoľko žilných telies. Vzorka bola odobratá z apikálnej časti okryvu, z ľavého okraja steny, v miestach, kde žila, približne 80 cm hrubá, preráža tufity. Hornina je sivočierna, afanitická, mandľovcovitá i pórovitá. Niektoré mandle sú vyplnené uhličitanmi (kalcit, aragonit) i zeolitovými minerálmi. Bazanit. Výrastlice (13 %) tvorí olivín, augit, rhönitizovaný amfibol, základnú hmotu olivín, pyroxén, plagioklas, rudný pigment, vulkanické sklo, rhönit. Časté sú reakčné lemy kryštálikov pyroxénu na xenolitoch kremeňa.

Vz. č. 14 — Hajnáčka, j. oblasť Cerovej vrchoviny, v. od vzorky č. 13 — Šurice, jv. od Filakova, smer Filakovo—Jesenské, hradný kopec v Hajnáčke, kóta 355,2, v údolí potoka Gortva. Kopec je budovaný oligocénnym pieskov-

com, obdobne ako vz. č. 13 — Šurice, nad ktorým je uložený bazaltový tuft prerázaný žilami alkalických bazaltov. Vzorka bola odobratá z najhrubšej žily. Hornina sivočierna (podobná hornine vz. č. 13), afanitická, mandľovcovitá. Mandle sú vyplnené palagonitom, aragonitom a zeolitovými minerálmi. Bazanit. Výrastlice (30 %) tvorí olivín, pyroxén, rhönitizovaný amfibol, základnú hmotu minerály výrastlic, vulkanické sklo, rudný pigment.

Vz. č. 15 — Bulhary, Cerová vrchovina, 4 km sv. od Filakova, z. svahy Malého Bučonu, sz. od kóty 417,4 — Okruhlica, lávový prúd, štátny kameňolom. Hornina je tmavošedá až čierna, jemnozrnitá až afanitická, pórovitá i mandľovcovitá. Výplň mandlí tvorí aragonit a zeolitové minerály. Nevýrazne porfyrická. Bazanit. V zložení je zastúpený pyroxén, olivín, rudný pigment, rhönit, plagioklas, nefelín.

Vz. č. 16 — Radzovce, Cerová vrchovina, 5 km j. od Filakova, kóta 515,5, v. od osady Obručno, mohutný lávový prúd (siaha od kóty 515,5 až k československo-maďarským hraniciam) je odkrytý v niekoľkých štátnych činných kameňolomoch, štátny kameňolom. Kusový rozpad, vo vrchných častiach lomového odkryvu bôbový rozpad. Hornina šedočierna, kompaktná i riedko pórovitá, afanitická, s výrastlicami olivínu, pyroxénu a živcov. Miestami póry vyplnené klencami kalcitu (cvočkový kalcit) a ihličkami zeolitových minerálov. Bazanit. Výrastlice (30 %) tvoria plagioklasy, olivín, pyroxény, nefelín a opacitizované amfiboly. Základnú hmotu tvorí plagioklas, olivín, pyroxén, nefelín, lokálne vulkanické sklo a rudný pigment.

Vz. č. 17 — Borkút-Ragač, Cerová vrchovina, s. od obce Gemerský Jablonec, jv. od obce Hajnáčka, v pásme Borkút-Ragač — kóta 427,4 — ktoré tvoria mohutný hrebeň z lávového prúdu Ragač. Súvislé odkryvy skalných brál majú doskovitú, skoro horizontálnu odlučnosť. Vzorka bola odobratá z obecného kameňolomu obce Borkút. Hornina je tmavosivá, kompaktná, zriedkavo mandľovcovitá, s klencami kalcitu i zeolitových minerálov v mandliach, afanitická, s xenolitmi kryštalinika. Bazanit. Výrastlice (15 %) tvoria pyroxény, olivín, rhönitizované amfiboly, nefelín, základnú hmotu pyroxény, plagioklasy, nefelín, olivín a rudný pigment.

Vz. č. 18 — Belina, Cerová vrchovina, 4 km jv. od Filakova, hrebeň kóty 466,3, lávový prúd, štátny kameňolom, kusovitá i stĺpcovitá odlučnosť, lokálne lavicovitá. Vo vrchných častiach kameňolomu rozpad typu sonnenbrener. Hornina sivočierna, faneritická, kompaktná, s výrastlicami olivínu, Bazanit. Výrastlice (35 %) tvorí olivín, pyroxén, plagioklas, nefelín, základnú hmotu plagioklasy, olivín, pyroxén, nefelín, rudný pigment.

Vz. č. 19 — Filakovo, Cerová vrchovina, z. od Filakova sa tiahne sz.—jv. smerom súvislý hrebeň lávového prúdu. Otvorený je viacerými kameňolomami. Vzorka bola odobratá z kameňolomu s. od kóty 337,4. Hornina je sivočierna až čierna, zrnitá až afanitická, s nápadnými olivovozelenými zrníčkami olivínu a niekoľko cm veľkými zrníčkami pyroxénov. Bazanit. Výrastlice (35 %) tvoria pyroxény, olivín, nefelín a opacitizovaný amfibol, základnú hmotu nefelín, plagioklas, olivín, pyroxén, rudný pigment, rhönit.

Vz. č. 20 — Konrádovce—Cerová vrchovina, 20 km sv. od Filakova, v. sva-

hy Malého Bučonu budované lávovými prúdmi sú odkryté viacerými kameňolomami v Konrádovciach. V 40-tych rokoch sa ťažili alkalické čadiče len v okolí Konrádoviec. Vzorka je odobratá z kameňolomu jv. od kóty 474,7, s. od Jablonice, asi 3 km od železničnej stanice Blhovce. Superponované pôvodne rozsiahle prúdy, teraz už len reliktly ležiace na pyroklastických polohách alkalických bazaltov, majú tenkolavicovitú až hrubodoskovitú, lokálne i kusovitú

Analytické výsledky

Tabuľka 1 Chemické zloženie miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska — údaje v hmotnostných percentách

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,30	44,75	49,35	51,30	53,82	45,78	45,85	46,90	55,90	57,90
TiO ₂	2,79	2,63	2,79	1,96	2,04	2,66	2,53	3,45	1,02	—
Al ₂ O ₃	12,52	13,13	16,87	15,94	14,94	15,55	11,42	14,94	16,46	16,46
FeO	6,47	8,23	6,75	5,55	3,16	4,85	8,84	7,83	5,39	5,03
Fe ₂ O ₃	5,91	4,17	4,82	4,60	5,23	6,23	2,60	3,72	2,95	3,55
MnO	0,146	0,134	0,12	0,132	0,11	0,130	0,159	0,129	0,116	0,141
MgO	10,71	12,33	3,45	5,07	5,15	6,97	12,33	5,36	4,95	3,54
CaO	9,44	8,71	7,59	8,18	7,17	9,00	10,68	9,56	8,15	6,61
P ₂ O ₅	0,81	0,51	0,45	0,39	0,44	0,60	0,58	0,76	0,28	0,34
K ₂ O	1,49	1,00	1,56	1,52	2,68	1,19	1,00	1,90	1,29	1,90
Na ₂ O	3,38	3,00	3,62	3,37	4,15	2,93	2,85	4,47	2,60	3,00
SO ₃	0,14	0,08	0,10	0,15	0,09	0,05	0,10	0,09	0,06	0,08
SO	0,05	0,01	0,04	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
str. žih.	0,23	0,25	0,34	0,85	0,52	3,41	0,10	0,15	0,23	0,42
H ₂ O—	0,02	0,03	0,02	0,40	0,15	0,93	0,04	0,22	0,07	0,06
H ₂ O+	0,02	0,07	0,20	0,02	0,22	0,53	0,06	0,10	0,16	0,34
F	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02
Cl	0,004	0,004	0,007	0,004	0,007	0,07	0,009	0,004	0,11	0,007
Bi	0,0018	0,0021	0,0014	0,0012	0,0006	0,0017	0,0017	0,0020	0,0007	0,0014
Li	0,0012	0,0004	0,0012	0,0020	0,0020	0,0008	0,0008	0,0008	0,0012	0,0008
Rb	0,0048	0,0016	0,0040	0,0048	0,0072	0,0020	0,0016	0,0028	0,0036	0,0018
	99,90	99,86	99,60	99,65	99,89	99,92	99,95	100,03	100,03	99,88

CIPV — normatívne zloženie

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ap	1,76	1,11	0,98	0,85	0,96	1,30	1,26	1,65	0,61	0,74
Il	5,30	4,99	5,30	3,72	3,87	5,05	4,80	6,55	1,93	0,00
Or	8,81	5,91	9,22	8,99	15,85	7,03	11,12	11,23	7,63	11,23
Ab	20,48	19,94	30,59	28,48	35,07	24,76	9,28	22,35	21,97	25,35
An	14,56	19,37	25,13	23,83	14,18	25,72	12,78	15,05	29,38	25,79
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	8,56	6,04	6,98	6,67	4,62	8,33	3,77	5,39	4,27	5,14
Hm	0,00	0,00	0,00	0,00	2,03	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	2,21	16,32	7,70	11,32	14,40	11,68	29,16	22,10	7,46	3,93
Hy	0,00	0,00	11,44	10,66	6,20	10,02	0,00	0,00	14,74	13,47
Qz	0,00	0,00	0,93	3,40	1,60	0,00	0,00	0,00	11,03	11,84
Ol	13,77	21,87	0,00	0,00	0,00	1,39	19,42	6,19	0,00	0,00
Ne	4,38	2,93	0,00	0,00	0,00	0,00	8,02	8,35	0,00	0,00

odlučnosť s vertikálnymi i horizontálnymi puklinami. V 40-tých rokoch sa robili v okolí Konrádoviec (vtedy Korlát) najrozsiahlejšie exploatacie štrku a kokcového kameňa výbornej kvality. Hornina je sivočierna až čierna, kompaktná aj pórovitá. Póry sú vyplnené ihličkovitými, idiomorfnými až stĺpcovitými, 10—20 cm veľkými kryštálmi aragonitu. Vzhľad horniny je afanitický. Bazanit. Výrastlice (40 %) tvorí olivín a pyroxén, základnú hmotu plagioklasy, pyroxény, olivín, nefelín, rudný pigment a sekundárne uhličitaný.

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
49,07	46,39	43,74	44,82	45,79	46,50	49,40	48,10	44,92	44,84
2,15	2,48	2,44	2,41	2,44	2,14	1,91	2,50	2,38	2,61
17,22	16,61	14,38	15,79	16,07	17,29	17,69	15,29	16,45	15,51
5,16	6,26	4,92	4,98	6,12	4,71	4,67	7,59	5,55	6,05
5,24	4,45	4,33	5,24	3,35	3,61	3,95	4,11	5,01	4,63
0,132	0,132	0,132	0,126	0,124	0,132	0,125	0,128	0,134	0,126
5,07	5,06	7,42	7,41	8,71	6,37	4,75	7,69	7,41	11,15
7,62	7,89	12,86	10,72	9,86	8,57	8,57	8,30	9,17	7,61
0,67	0,68	0,32	0,58	0,66	0,85	0,64	0,40	0,67	0,56
1,85	1,39	1,30	2,22	2,04	2,60	2,54	1,34	1,45	1,99
3,46	4,30	2,53	2,95	3,59	5,36	4,94	3,40	3,63	3,35
0,11	0,12	0,06	0,13	0,10	0,08	0,08	0,14	0,15	0,03
0,05	0,05	0,01	0,05	0,04	0,01	0,01	0,06	0,06	0,01
1,35	3,13	4,63	2,00	0,40	1,15	0,70	0,33	2,41	0,46
0,46	0,22	0,55	0,34	0,22	0,22	0,33	0,33	0,37	0,29
0,17	0,07	0,78	0,02	0,02	0,33	0,37	0,07	0,24	0,02
0,03	0,03	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04
0,111	0,111	0,09	0,009	0,004	0,011	0,004	0,007	0,007	0,007
0,0017	0,0018	0,0020	0,0019	0,0020	0,0018	0,0015	0,0014	0,0020	0,0020
0,0012	0,0012	0,0008	0,0012	0,0008	0,0008	0,0008	0,0008	0,0008	0,0008
0,0060	0,0024	0,0052	0,0080	0,0076	0,0060	0,0056	0,0032	0,0060	0,0068
99,73	99,64	99,64	100,00	99,93	99,93	99,74	99,86	99,98	99,65

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1,46	1,48	0,69	1,26	1,44	1,85	1,39	0,87	1,46	1,22
4,08	4,71	4,63	4,57	4,63	4,06	3,62	4,75	4,52	4,95
10,94	8,22	7,68	13,13	12,06	15,37	15,02	7,92	8,57	11,77
29,24	31,53	11,65	13,74	14,50	15,74	25,36	28,73	22,49	18,10
25,94	21,87	24,00	23,24	21,66	15,40	18,55	22,46	24,26	21,36
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
7,59	6,45	6,27	7,59	4,85	5,23	5,72	5,95	7,26	6,71
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5,92	10,27	29,60	20,47	18,22	17,03	15,70	12,91	13,29	10,03
11,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,66	0,00	0,00
0,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	8,39	4,49	7,06	12,68	7,28	4,77	11,50	10,37	18,65
0,00	2,60	5,27	6,06	8,58	16,01	8,87	0,00	4,43	5,53

Tabuľka 2 Obsah vybraných stopových prvkov alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska — údaje v ppm

ppm	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cu	56	56	26	28	34	36	52	85	43	20
Pb	16	8	6	10	12	10	8	14	8	9
Zn	114	540	94	92	73	94	100	148	77	96
Cd	1	2	1	1	1	1	1	2	1	1
Ni	186	272	18	26	78	42	232	58	20	17
Co	44	50	26	26	23	28	48	28	20	14
Mo	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
W	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Cr	250	315	95	35	140	240	370	50	100	35
V	195	195	180	155	155	190	210	235	160	115
Ga	5	10	10	5	10	10	10	15	10	10
Be	,6	,8	1,2	1,3	1,6	,8	,5	1,2	,7	1,3
Y	18	15	19	19	19	22	18	22	16	20
Zr	200	135	158	156	186	201	162	264	84	143
Nb	< 10	15	< 10	15	30	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Ba	550	420	410	380	490	420	420	650	390	470
Sr	1050	690	710	590	620	1190	820	1110	370	470
In	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
U	3,55	< 3	3,00	< 3	< 3	< 3	< 3	4,15	< 3	3,33
Au	,05	< ,05	,05	< ,05	< ,05	< ,05	< ,05			< ,05
Th	6,12	2,03	6,18	4,21	9,64	2,42	4,50	7,05	5,90	6,27
Cr	324,0	326,0	81,5	35,7	147,0	267,0	405,0	51,5	108,0	33,3
Rb	65,4	< 10	87,1	45,4	101	43,3	27,8	58,9	64,7	83,3
Sc	23,7	22,7	17,7	16,8	16,1	10,1	26,2	13,2	26,7	14,1
Ta	4,27	2,34	2,48	1,99	3,63	1,81	3,02	5,08	< 1	< 1
Co	45,4	53,0	28,8	26,8	25,8	29,8	51,3	28,7	22,1	14,7
Cs	< 1	< 1	< 1	< 1	2,23	1,06	< 1	< 1	< 1	1,16
Hf	4,20	1,79	3,57	3,17	4,51	3,09	2,09	4,18	2,21	3,65
Sb	< 1	< 1,59	< 1	< 1	1,14	< 1	2,22	< 1	< 1	< 1

Tabuľka 3a Prvky vzácnych zemín + Y alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska — údaje v ppm

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	30,0	17,6	18,6	17,0	27,8	20,3	20,4	27,7	19,7	19,6
Ce	98,6	59,3	55,2	53,0	78,3	56,2	74,7	108,0	71,5	56,0
Sm	4,58	3,75	3,43	3,24	3,65	4,53	4,51	4,59	2,65	3,36
Eu	2,69	1,84	1,93	1,79	1,77	2,05	2,19	3,05	1,12	1,31
Tb	3,51	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1,20	< 1	< 1
Yb	< 1	1,62	1,19	< 1	2,03	2,43	1,78	3,60	2,05	3,05
Lu	0,27	—	0,37	0,61	< ,2	0,38	0,35	0,50	0,56	0,67
Y	18	15	19	19	19	22	18	22	16	20

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
28	30	54	50	44	38	32	54	44	52
12	12	12	14	14	20	12	10	16	18
92	92	72	84	78	76	85	98	82	76
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
48	48	124	84	112	38	30	94	74	126
24	26	36	30	52	24	19	36	32	44
tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
80	65	230	185	265	140	45	190	125	260
130	140	230	210	190	165	135	165	195	235
10	5	10	15	10	5	15	15	10	5
1,2	1,0	,6	,6	,6	1,0	1,0	,6	,8	,5
20	19	18	18	19	20	20	17	20	19
210	190	157	155	167	210	183	131	177	160
45	40	< 10	25	25	25	< 10	< 10	< 10	< 10
1720	540	790	1180	860	1130	1010	1390	820	730
960	1030	1010	1070	990	1160	1000	590	1050	920
tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	4,53	< 3
< ,05	< ,05	< ,05	< ,05	< ,05	< ,05	< ,05	< ,05	< ,05	< ,05
6,77	4,53	3,91	6,37	6,55	6,69	7,85	2,40	6,11	6,60
72,0	82,9	246,0	176,0	277,0	123,0	47,0	210,0	283,0	120,0
79,9	30,6	96,7	51,9	95,0	80,5	65,3	23,5	79,4	68,9
13,8	13,0	25,9	21,6	23,9	17,5	16,8	20,5	27,7	19,1
4,43	3,65	3,24	4,46	4,59	6,04	5,07	2,01	4,84	5,42
25,5	28,0	37,3	31,5	32,4	24,2	20,7	41,5	38,3	32,7
1,30	3,80	1,05	< 1	1,80	< 1	< 1	< 1	1,22	< 1
5,52	5,58	2,27	4,34	4,84	4,58	3,48	4,37	4,51	4,61
< 1	< 1	< 1	2,26	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2,26

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
37,1	30,5	28,5	32,1	30,4	33,5	29,0	22,1	37,0	39,8
90,2	83,8	71,5	83,6	99,2	107,0	83,5	61,5	91,5	92,0
5,09	4,86	4,25	4,06	4,07	3,38	3,05	4,04	5,07	5,24
3,41	2,30	1,97	2,25	2,26	2,27	1,91	1,81	2,32	2,20
< 1	< 1	1,03	< 1	< 1	< 1	1,26	< 1	< 1	< 1
2,05	2,79	2,01	1,94	2,47	3,55	3,40	1,79	2,14	1,44
0,49	0,46	0,54	0,83	0,62	0,46	0,42	0,44	0,68	0,35
20	19	18	18	19	20	20	17	20	19

Tabuľka 3b Prvky vzácnych zemin alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska
— chondriticky normalizované*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	90,90	53,33	56,36	51,51	84,24	61,51	61,81	83,93	59,69	59,39
Ce	112,04	67,38	62,72	60,22	88,97	63,86	84,88	122,72	81,25	63,63
Sm	25,30	20,71	18,95	17,90	20,16	25,02	24,91	25,35	14,64	18,56
Eu	38,98	26,66	27,97	25,99	25,65	29,71	31,73	44,20	16,23	18,98
Tb	74,68	21,27	21,27	21,27	21,27	21,27	21,27	25,53	21,27	21,27
Yb	5,00	8,10	5,95	5,00	10,15	12,15	8,90	18,00	10,25	15,25
Lu	7,94	—	10,88	17,94	5,88	11,17	10,29	14,70	16,47	19,70
	354,84	197,45	204,10	199,78	256,32	224,69	243,79	334,43	219,80	216,78

Tabuľka 4a Chemické zloženie olivínu

	1	2	3	4
CaO	0,2270	0,2852	0,3731	0,3270
SiO ₂	39,0977	36,6704	37,0868	36,3754
FeO	17,8005	27,3909	30,7104	30,0858
Cr ₂ O ₃	0,0219	0,0201	0,0136	0,0000
Na ₂ O	0,0166	0,0032	0,0000	0,0235
MgO	44,7793	37,3856	32,3878	33,3552
Al ₂ O ₃	0,0375	0,0289	0,0064	0,0154
NiO	0,1417	0,0958	0,0586	0,0513
MnO	0,1102	0,2943	0,9884	0,9221
TiO ₂	0,0319	0,0002	0,0612	0,0511
Celkom	102,2642	102,1746	101,6063	101,2068
*				
Ca	0,0061	0,0080	0,0107	0,0094
Si	0,9749	0,9608	0,9926	0,9771
Fe	0,3712	0,6001	0,6873	0,6758
Cr	0,0004	0,0004	0,0003	0,0000
Na	0,0008	0,0002	0,0000	0,0012
Mg	1,6639	1,4597	1,2917	1,3351
Al	0,0011	0,0009	0,0002	0,0005
Ni	0,0028	0,0020	0,0013	0,0011
Mn	0,0023	0,0065	0,0206	0,0210
Ti	0,0006	0,0000	0,0012	0,0010
Celkom	3,0241	3,0386	3,0059	3,0223
CaO %	0,36	0,44	0,59	0,51
FeO %	28,34	42,10	48,39	47,19
MgO %	71,30	57,46	50,80	52,30

1—4: olivín, Banská Štiavnica-Kalvária; 1 — stred výrastlice, 2 — okraj výrastlice, 3 — stred zrna základnej hmoty, 4 — okraj zrna základnej hmoty

Fo—Fa % 83—17 71—29 60—39 65—35

* prepočítané na 4 kyslíky

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
114,24	92,42	86,36	97,27	92,12	101,51	87,87	66,96	112,12	120,60
102,50	95,22	81,25	95,00	112,72	121,59	94,88	69,88	103,40	104,54
28,12	26,85	23,48	22,43	22,48	18,67	16,85	22,32	28,01	28,95
49,42	33,33	28,55	32,60	32,75	32,89	28,55	26,23	33,62	33,88
21,27	21,27	21,91	21,27	21,27	21,27	26,80	21,27	21,27	21,27
10,25	13,95	10,05	9,70	12,35	17,75	17,00	8,95	10,70	7,20
14,44	13,52	15,88	24,41	18,23	13,52	12,35	12,94	20,00	10,29
340,21	296,56	267,48	302,68	311,92	327,20	284,30	228,55	339,82	326,57

Použitie štandardy sensu L. A. Haskin—M. A. Gehel

Tabuľka 4b Chemické zloženie olivínu

	5	6	7	8
CaO	35,8635	36,1830	53,1714	50,2653
Al ₂ O ₃	0,0432	0,0235	1,7316	2,6020
MgO	28,7755	28,5067	19,2252	10,7660
FeO	34,8232	35,2365	11,9228	22,9640
CaO	0,3344	0,3697	0,7318	1,4346
MnO	0,9236	0,9807	0,0532	0,1774
Cr ₂ O ₃	0,0112	0,0091	0,0100	0,0473
NiO	0,0135	0,0000	0,0000	0,0000
TiO ₂	0,0727	0,0748	0,0455	0,0414
Na ₂ O	0,0290	0,0241	0,0118	0,0000
Celkom	100,8899	101,4081	87,0034	88,2981
*				
Si	0,9886	0,9932		
Al	0,0014	0,0008		
Mg	1,1821	1,1660		
Fe	0,8027	0,8086		
Ca	0,0099	0,0109		
Mn	0,0216	0,0228		
Cr	0,0002	0,0002		
Ni	0,0003	0,0000		
Ti	0,0015	0,0013		
Na	0,0015	0,0013		
Celkom	3,0098	3,0055		

5—8: olivín, Ostrá Lúka; 5 — stred zrna základnej hmoty, 6 — okraj zrna základnej hmoty, 7 — olivínová výrastlica premenená, 8 — olivínová výrastlica premenená

Fo—Fa % 60—40 59—41

* prepočítané na 4 kyslíky

Tabuľka 4c Chemické zloženie olivínu

	9	10	11
Na ₂ O	0,0000	0,0088	0,0000
MgO	43,7464	43,5124	39,2867
SiO ₂	38,0725	38,5305	37,2725
Al ₂ O ₃	0,0052	0,0384	0,0344
CaO	0,2162	0,2194	0,2563
NiO	0,0846	0,0805	0,0071
MnO	0,1260	0,1116	0,2052
TiO ₂	0,0091	0,0116	0,0185
FeO	18,9700	19,7655	25,0317
Cr ₂ O ₃	0,0080	0,0051	0,0000
Celkom	102,2880	101,2856	102,1122
*			
Na	0,0000	0,0004	0,0000
Mg	1,6542	1,6320	1,5151
Si	0,9661	0,9697	0,9646
Al	0,0002	0,0011	0,0010
Ca	0,0059	0,0059	0,0071
Ni	0,0017	0,0017	0,0001
Mn	0,0027	0,0024	0,0045
Ti	0,0002	0,0002	0,0004
Fe	0,4025	0,4151	0,5417
Cr	0,0001	0,0002	0,0000
Celkom	3,0336	3,0296	3,0345

9—11: olivín, Banská Belá; 9 — stred výrastlice, 10 — okraj výrastlice, 11 — zrno základnej hmoty

Fo—Fa % 80—20 74—26 74—26

* prepočítané na 4 kyslíky

Tabuľka 4d Chemické zloženie olivínu

	12	13	14	15
CaO	0,0212	0,0205	0,2304	0,2610
SiO ₂	39,7659	39,1544	39,2696	38,3420
FeO	10,8865	10,7483	14,1292	18,9384
Cr ₂ O ₃	0,0034	0,0056	0,0298	0,0091
Na ₂ O	0,0000	0,0000	0,0259	0,0037
MgO	49,3001	49,7269	45,9687	41,7714
Al ₂ O ₃	0,0000	0,0052	0,0412	0,0328
NiO	0,1752	0,1953	0,1513	0,0088
MnO	0,1050	0,1049	0,2908	0,5729
TiO ₂	0,0000	0,0057	0,0324	0,0432
Celkom	100,2580	99,9667	100,1693	100,0834
*				
Ca	0,0006	0,0005	0,0062	0,0072
Si	0,9797	0,9686	0,9839	0,9846
Fe	0,2243	0,2224	0,2960	0,4067
Cr	0,0001	0,0001	0,0006	0,0002
Na	0,0000	0,0000	0,0013	0,0002
Mg	1,8100	1,8332	1,7163	1,5986
Al	0,0000	0,0002	0,0012	0,0010
Ni	0,0035	0,0039	0,0030	0,0022
Mn	0,0022	0,0022	0,0062	0,0125
Ti	0,0000	0,0001	0,0006	0,0008
Celkom	3,0203	3,0311	3,0153	3,0140

12—15: olivín, Tekovská Breznica — Brehy, 12 — stred výrastlice, 13 — okraj výrastlice, 14 — stred druhej výrastlice, 15 — okraj druhej výrastlice

Fo—Fa % 89—11 89—11 85—15 80—20

* prepočítané na 4 kyslíky

Tabuľka 4e Chemické zloženie olivínu

	16	17	18	19
CaO	0,2251	0,2237	0,2710	0,2626
SiO ₂	39,2969	38,8880	39,3228	38,5275
FeO	14,7814	16,3982	19,9621	22,6299
Cr ₂ O ₃	0,0072	0,0155	0,0025	0,0275
Na ₂ O	0,0053	0,0000	0,0114	0,0000
MgO	47,3602	46,1048	41,4351	39,3703
Al ₂ O ₃	0,0594	0,0331	0,0620	0,0452
NiO	0,0829	0,0759	0,1057	0,1141
MnO	0,1080	0,1429	0,5694	0,5995
TiO ₂	0,0485	0,0194	0,0228	0,0447
Celkom	101,9754	101,9115	101,7948	101,6214
*				
Ca	0,0060	0,0062	0,0073	0,0072
Si	0,9696	0,9678	0,9947	0,9897
Fe	0,3050	0,3413	0,4223	0,4861
Cr	0,0001	0,0003	0,0006	0,0006
Na	0,0003	0,0000	0,0006	0,0000
Mg	1,7413	1,7098	1,5619	1,5072
Al	0,0017	0,0010	0,0018	0,0014
Ni	0,0016	0,0015	0,0022	0,0024
Mn	0,0023	0,0030	0,0122	0,0130
Ti	0,0009	0,0004	0,0004	0,0009
Celkom	3,0287	3,0312	3,0039	3,0084

16—19: olivín, Konrádovce, 16 — stred výrastlice, 17 — okraj výrastlice, 18 — stred inej výrastlice, 19 — okraj inej výrastlice

Fo—Fa % 85—15 83—17 79—21 76—24

* prepočítané na 4 kyslíky

Tabuľka 4f Chemické zloženie olivínu

	20	21	22	23	24	25
CaO	0,2199	0,2497	0,2761	0,2621	0,2167	0,2622
SiO ₂	39,8355	39,023	38,9745	38,6783	40,6425	39,5497
FeO	13,2236	17,1416	12,5843	14,5427	12,7987	17,7293
Cr ₂ O ₃	0,0117	0,0137	0,0111	0,0257	0,0246	0,0108
Na ₂ O	0,0097	0,0135	0,0000	0,0056	0,0002	0,0144
MgO	47,0172	43,7409	47,9431	46,3065	47,6237	43,4140
Al ₂ O ₃	0,0388	0,0438	0,0431	0,0616	0,0284	0,0259
NiO	0,1118	0,0837	0,1195	0,1089	0,1230	0,0527
MnO	0,2865	0,5577	0,0929	0,1455	0,2001	0,5369
TiO ₂	0,0147	0,0260	0,0108	0,0325	0,0260	0,0225
Celkom	100,7693	100,9229	100,0849	100,1694	101,6840	101,6183
*						
Ca	0,0058	0,0068	0,0074	0,0071	0,0057	0,0070
Si	0,9868	0,9848	0,9714	0,9718	0,9938	0,9918
Fe	0,2739	0,3617	0,2623	0,3555	0,2617	0,3718
Cr	0,0002	0,0003	0,0002	0,0005	0,0005	0,0002
Na	0,0005	0,0007	0,0000	0,0003	0,0000	0,0007
Mg	1,7356	1,6446	1,7806	1,7337	1,7354	1,6224
Al	0,0011	0,0013	0,0013	0,0018	0,0008	0,0008
Ni	0,0022	0,0017	0,0024	0,0022	0,0024	0,0011
Mn	0,0060	0,0119	0,0020	0,0031	0,0041	0,0114
Ti	0,0003	0,0005	0,0002	0,0006	0,0005	0,0004
Celkom	3,0125	3,0142	3,0277	3,0266	3,0050	3,0076

20—25: olivín, Bulhary, 20 — stred výrastlice, 21 — okraj výrastlice, 22 — stred inej výrastlice, 23 — okraj inej výrastlice, 24 — stred zrna základnej hmoty, 25 — okraj zrna základnej hmoty

Fo—Fa % 91—90 82—18 87—13 85—15 87—13 81—19

* prepočítané na 4 kyslíky

Tabuľka 4g Chemické zloženie olivínu

	26	27	28	29
CaO	0,1326	0,1460	0,3531	0,0384
SiO ₂	39,1436	39,4407	36,0521	36,1122
FeO	11,8953	13,0390	27,1499	27,4412
Cr ₂ O ₃	0,3600	0,1860	0,1360	—
Na ₂ O	0,0020	0,1480	0,3210	0,0427
MgO	48,3690	47,3614	33,5922	33,6926
Al ₂ O ₃	0,0316	0,0389	0,0269	0,0400
NiO	0,1544	0,1247	0,0207	0,0111
MnO	0,1764	0,2494	0,9738	0,1211
TiO	0,0334	0,0000	0,0573	0,0394
Celkom	99,9743	100,4335	98,2718	98,8331
*				
Ca	0,0035	0,0039	0,0103	0,0096
Si	0,9732	0,9803	0,9859	0,9836
Fe	0,2473	0,2710	0,6209	0,0000
Cr	0,0007	0,0004	0,0003	0,0000
Na	0,0001	0,0007	0,0017	0,0023
Mg	1,7921	1,7542	1,3690	1,3675
Al	0,0009	0,0011	0,0009	0,0013
Ni	0,0031	0,0025	0,0005	0,0002
Mn	0,0037	0,0000	0,0012	0,0008
Ti	0,0006	0,0000	0,0012	0,0008
Celkom	3,0254	3,0193	3,0132	3,0161

26—29: olivín, Hajnačka, 26 — stred výrastlice, 27 — okraj výrastlice, 28 — stred inej výrastlice, 29 — okraj inej výrastlice

Fo—Fa % 88—12 87—13 69—31 69—31

* prepočítané na 4 kyslíky

Tabuľka 5a Chemické zloženie pyroxénov

	1		2		3		4		5		6		7		8			
CaO	21,7699		22,3976		21,4435		22,4597		20,3202		21,2595		20,5917		20,1213			
SiO ₂	47,5273		46,4582		46,1158		43,6312		46,9709		46,6318		50,1047		49,0968			
Fe	6,4939		7,4805		10,1355		8,0840		9,2398		7,7297		7,0350		6,6490			
Cr ₂ O ₃	0,2676		0,0123		0,0000		0,0000		0,0202		0,0092		0,0729		0,1216			
Na ₂ O	0,8776		0,6485		0,7617		0,7697		0,7601		0,5540		0,5924		0,6327			
MgO	13,7682		12,3091		8,4045		11,4989		12,8090		13,5707		14,4483		14,0523			
Al ₂ O ₃	6,4362		5,5332		8,0507		7,2973		6,2943		3,2117		5,4228		6,7227			
NiO	0,0000		0,0007		0,0179		0,0100		0,0000		0,0246		0,0146		0,0217			
MnO	0,0137		0,0366		0,1328		0,0602		0,2012		0,2892		0,1153		0,1611			
TiO ₂	1,8483		3,2844		1,8335		4,2903		2,2337		1,7967		1,3762		1,5173			
Celkom	98,7209		98,1611		99,9204		98,0512		98,8193		98,9781		99,7740		99,0966			
* Si Al IV	1,7890 0,211	2	1,777 0,224	2	1,797 0,204	2	1,685 0,315	2	1,7848 0,215	2	1,8857 0,114	2	1,8544 0,146	2	1,8259 0,174	2		
Al VI Mg Mn Fe 2+ Fe 3+ Cr Ti	0,075 0,772 0,000 0,204 — 0,008 0,052	1,1	0,026 0,701 0,001 0,217 0,022 0,000 0,094	1,04	0,166 0,488 0,004 0,330 — 0,000 0,053	1,04	0,118 0,662 0,002 0,221 0,040 0,000 0,125	0,06	0,066 0,723 0,006 0,294 — 0,006 0,063	1,16	0,029 0,768 0,009 0,235 0,011 0,0003 0,051	1,1	0,091 0,797 0,004 0,218 — 0,0021 0,038	1,15	0,121 0,779 0,005 0,207 — 0,0036 0,042	1,16		
Ca Na	0,878 0,042	0,92	0,918 0,048	0,97	0,895 0,058	0,96	0,928 0,058	0,96	0,827 0,056	0,89	0,865 0,041	0,91	0,816 0,042	0,86	0,808 0,046	0,85		
Ca % Fe % Mg %	44 11 42		50 12 38		52 19 29		51 12 37		45 16 39		46 13 41		45 12 43		45 12 43			

Pyroxén, 1—4 Banská Štiavnica-Kalvária: 1 — stred výrastlice, 2 — okraj výrastlice, 3 — stred inej výrastlice, 4 — okraj inej výrastlice, 5—8 Ostrá Lúka: 5 — stred výrastlice, 6 — okraj výrastlice, 7 — stred inej výrastlice, 8 — okraj inej výrastlice

* prepočítané na 6 kyslíkov

Tabuľka 5b Chemické zloženie pyroxénov

	1		2		3		4		5		6		7		8	
CaO	20,8350		19,8400		21,1419		21,6707		22,4828		22,8415		22,4248		22,2645	
SiO ₂	44,7545		46,8660		46,6475		46,4440		49,9803		52,9101		50,1903		47,2289	
FeO	8,9545		9,9131		7,6718		7,1205		5,4042		7,1468		5,9032		7,6394	
Cr ₂ O ₃	0,4529		0,0000		0,1721		0,0660		0,2281		0,0323		0,4903		0,0580	
Na ₂ O	0,7033		0,9489		0,6594		0,5687		0,4539		0,6739		0,3540		0,6039	
MgO	12,4634		12,7190		12,8990		13,2778		15,3686		14,4050		15,2805		13,3715	
Al ₂ O ₃	9,0227		6,6863		7,6963		6,6527		3,4197		0,3609		2,6008		5,7349	
NiO	0,0076		0,0000		0,0096		0,0233		0,0231		0,0285		0,0073		0,0223	
MnO	0,0767		0,3172		0,0570		0,1595		0,1428		0,2716		0,0408		0,0947	
TiO ₂	2,7182		1,6872		2,0433		2,1506		1,0850		0,4658		1,1314		1,7850	
Celkom	99,089		98,886		98,995		98,134		98,588		99,136		98,423		98,812	
* Si Al IV	1,694 0,305	2	1,783 0,217	2	1,758 0,241	2	1,768 0,232	2	1,874 0,126	2	1,984 0,016	2	1,889 0,110	2	1,791 0,209	2
Al VI Mg Mn Fe 2+ Fe 3+ Cr 3+ Ti	0,097 0,703 0,002 0,255	1,14	0,083 0,721 0,007 0,315	1,18	0,100 0,725 0,002 0,242	1,12	0,066 0,753 0,159 0,227	1,05	0,025 0,859 0,143 0,162	1,09	0,000 0,805 0,272 0,175	1,05	0,005 0,857 0,041 0,165	1,09	0,048 0,756 0,095 0,242	1,1
Ca Na	0,845 0,052	0,09	0,809 0,070	0,88	0,854 0,048	0,9	0,884 0,042	0,93	0,903 0,033	0,93	0,918 0,049	0,97	0,904 0,026	0,94	0,905 0,044	0,94
Ca % Fe % Mg %	47 14 39		44 17 39		47 13 40		47 12 41		47 8 45		48 9 43		47 9 44		48 13 39	

Pyroxén, 1—3 Banská Belá: 1 — stred výrastlice, 2 — stred inej výrastlice, 3 — okraj inej výrastlice, 4—8 Brehy: 4 — stred výrastlice, 5 — okraj výrastlice, 6 — ihličkovitý kryštálik pyroxénu základnej hmoty, 7 — stred výrastlice, 8 — okraj výrastlice

* prepočítané na 6 kyslíkov

Tabuľka 5c Chemické zloženie pyroxénov

	1		2		3		4		5		6		7	
CaO	19,1761		19,1759		22,1862		21,2826		19,5526		21,7448		20,5184	
SiO ₂	51,2142		47,9085		46,8778		46,4448		43,9626		47,3003		48,3431	
FeO	7,0294		7,8730		7,6073		7,5614		11,7226		5,9781		5,6321	
Cr ₂ O ₃	0,3107		0,1210		0,2294		0,0237		0,1410		0,1516		0,8018	
Na ₂ O	0,5705		0,6861		0,6711		0,8394		0,6994		0,7101		0,7932	
MgO	16,4491		14,9608		12,8981		12,7039		12,1027		13,3655		14,1277	
Al ₂ O ₃	4,4943		7,4276		7,8688		8,9958		8,3025		8,6466		7,7144	
NiO	0,0715		0,0512		0,0254		0,0255		0,2493		0,0344		0,0000	
MnO	0,2324		0,1977		0,1985		0,1759		0,2232		0,1100		0,1247	
TiO ₂	1,1160		2,1147		2,6126		2,5950		2,2742		2,2563		1,6710	
Celkom	100,6642		100,6155		101,1752		100,6480		99,2300		100,2578		99,7266	
*														
Si	1,8718	2	1,7682	2	1,7355	2	1,7226	2	1,6903	2	1,7471	2	1,7859	2
Al IV	0,1282		0,2318		0,2645		0,2774		0,3097		0,2529		0,2141	
Al VI	0,0654		0,0914		0,0789		0,1159		0,0666		0,1236		0,1219	
Mg	0,8959		0,8228		0,7116		0,7022		0,6935		0,7357		0,7778	
Mn	0,0072		0,0062		0,0062		0,0055		0,0073		0,0034		0,0039	
Fe 2+	0,2148		0,2430		0,2355		0,2345		0,3769		0,1847		0,1740	
Fe 3+	—	1,2	—	1,2	—	1,1	—	1,1	—	1,2	—	1,1	—	1,1
Cr 3+	0,0090		0,0035		0,0067		0,0007		0,0043		0,0044		0,0234	
Ti 3+	0,0307		0,0587		0,0727		0,0724		0,0658		0,0627		0,0464	
Ca	0,7509	0,79	0,7583	0,81	0,8801	0,93	0,8458	0,91	0,8055	0,9	0,8589	0,91	0,8121	0,97
Na	0,0404		0,0491		0,0482		0,0604		0,0521		0,0509		0,0568	
Ca %	40		42		48		48		43		48		46	
Fe %	12		13		13		13		20		10		10	
Mg %	48		45		39		42		45		42		44	

Pyroxény, 1—7 Kysihybel: 1 — stred výrastlice, 2 — medzi stredom a okrajom výrastlice, 3 — okraj výrastlice, 4 — stred inej výrastlice, 5 — okraj inej výrastlice, 6 — stred ďalšej výrastlice, 7 — okraj ďalšej výrastlice

Tabuľka 5d Chemické zloženie pyroxénov

1			2			3			4			5		
CaO	20,5245		21,6984		21,6409		22,4634		20,3550					
SiO ₂	47,2885		46,3357		48,5964		47,2535		42,8551					
FeO	4,6258		4,9449		4,4739		4,7650		5,6278					
Cr ₂ O ₃	0,0737		0,1830		0,0098		0,0061		0,0245					
Na ₂ O	0,7358		0,7660		0,6006		0,7066		1,9930					
MgO	14,2111		13,3220		14,7431		13,7265		10,8412					
Al ₂ O ₃	7,2491		8,5052		6,1177		8,3833		12,7302					
NiO	0,0306		0,0000		0,0076		0,0000		0,0000					
MnO	0,1120		0,1251		0,0673		0,0803		0,1675					
TiO ₂	1,4939		2,0505		1,2918		1,7228		6,0269					
Celkom	96,3451		97,9309		97,5492		99,1074		100,6045					
* Si Al IV	1,8303 0,1997	2	1,7475 0,2525	2	1,8280 0,1720	2	1,7589 0,2411	2	1,5867 0,4133	2				
Al VI Mg Mn Fe 2+ Fe 3+ Cr Ti	0,1256 0,8063 0,0036 0,1473 — 0,0022 0,0428	1,13	0,1256 0,7487 0,0040 0,1560 — 0,0055 0,0582	1,1	0,0993 0,8264 0,0021 0,1407 — 0,0003 0,0365	1,09	0,1268 0,7614 0,0025 0,1483 — 0,0002 0,0482	1,11	0,1423 0,5981 0,0053 0,1735 0,0007 0,0007 0,1678	1,09				
Ca Na	0,8372 0,0543	0,89	0,8768 0,0560	0,94	0,8722 0,0438	0,95	0,8959 0,0510	0,91	0,8074 0,1430	0,95				
Ca % Fe % Mg %	47 8 45		49 9 42		47 8 45		50 8 4		51 11 5					

Pyroxény, 1—5 Hajnačka: 1 — stred výrastlice, 2 — okraj výrastlice, 3 — stred inej výrastlice, 4 — okraj inej výrastlice, 5 — relikty premeneného zrna

* prepočítané na 6 kyslíkov

Tabuľka 5e Chemické zloženie pyroxénov

	1		2		3		4		5		6		7	
Na ₂ O	0,5205		0,3836		0,4477		0,4651		0,5468		0,4318		0,5449	
MgO	12,9486		14,1163		11,3920		13,2574		14,2920		12,9620		13,5694	
SiO ₂	45,0094		47,2001		47,3997		46,4585		47,4920		45,3928		37,1350	
Al ₂ O ₃	8,6592		6,1641		10,2977		6,0091		5,8492		8,2542		7,6941	
CaO	23,7714		24,3763		23,7862		23,8247		23,2760		24,4720		22,7669	
NiO	0,0182		0,0128		0,0057		0,0057		0,0236		0,0113		0,0316	
MnO	0,0336		0,0358		0,0271		0,0285		0,0140		0,0546		0,1042	
FeO	5,6331		5,7475		6,8706		6,3658		4,8168		6,2588		4,7047	
TiO ₂	2,5059		2,1013		3,9461		2,2959		1,5391		2,5043		2,0032	
Cr ₂ O ₃	0,5442		0,0610		0,1084		0,0152		0,6831		2,2887		0,8983	
Celkom	99,6442		100,1990		99,2813		98,7259		98,5326		100,5506		99,4522	
*														
Si	1,6900	2	1,7600	2	1,6955	2	1,7631	2	1,7890	2	1,6708	2	1,7550	2
Al IV	0,3100		0,2400		0,3445		0,2360		0,2110		0,3292		0,2450	
Al VI	0,0033		0,0310		0,1297		0,0319		0,0487		0,0289		0,0927	
Mg	0,7247		0,7844		0,6772		0,7498		0,8023		0,7110		0,7529	
Mn	0,0081		0,0011		0,0008		0,0009		0,0004		0,0017		0,0033	
Fe 2+	0,1769		0,1792		0,2055		0,19992		0,1517		0,1907		0,1465	
Fe 3+	—	1,04	—	1,05	—	1,06	0,0023	1,05	—	1,04	0,0019	1,02	—	1,05
Cr 3+	0,0162		0,0018		0,0031		0,0005		0,0203		0,0643		0,0264	
Ti 3+	0,0708		0,0589		0,1061		0,0655		0,0436		0,0693		0,0551	
Ca	0,9565	1	0,9739	1	0,9116	0,94	0,9887	1	0,9394	0,95	0,9651	1	0,9082	0,98
Na	0,379		0,0277		0,0310		0,0342		0,0399		0,0308		0,0393	
Ca %	51		50		53		50		20		52		50	
Fe %	10		9		12		11		8		10		8	
Mg %	39		41		35		39		42		38		42	

Pyroxén, Konrádovce 1—41: 1 — stred výrastlice, 2 — okraj výrastlice, 3 — stred inej výrastlice, 4 — okraj inej výrastlice; Bulhary 5—7: 5 — stred výrastlice, 6 — okraj výrastlice, 7 — zrno základnej hmoty

Tabuľka 6a Chemické zloženie plagioklasov

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	3,1916	3,2437	4,6401	4,9758	4,2721	4,5564	5,3422	5,1251
SiO ₂	50,7118	51,8110	54,9293	54,7593	53,7033	53,3914	55,2320	53,5592
Al ₂ O ₃	30,9531	32,1889	29,5372	27,8875	30,7921	29,7942	28,8053	28,3453
FeO	0,2816	0,2263	0,5837	1,2945	0,3392	0,1945	0,6360	0,8149
K ₂ O	0,9060	0,1559	0,2799	0,2896	0,2749	0,3374	0,3146	0,2531
CaO	11,7909	14,0137	11,6000	10,1706	12,1874	11,8631	10,3800	10,0690
SrO ₂	0,0858	0,2953	0,2021	0,1890	0,0252	0,3587	0,5728	0,5363
BaO	0,0000	0,0677	0,0000	0,0542	0,0732	0,0760	0,1764	0,1219
MgO	0,0000	0,0000	0,0293	0,6945	0,0081	0,0000	0,0180	0,0149
Celkom	97,9207	101,9927	101,7660	100,3150	101,9223	100,5717	101,4773	97,8396
Prepočet na 8 kyslíkov								
Na	0,2866	0,2808	0,3972	0,4361	0,3687	0,3988	0,4633	0,4563
Si	2,3485	2,3130	2,4439	2,4752	2,3908	2,4103	2,4708	2,4594
Al	1,6898	1,6943	1,5492	1,4860	1,6160	1,5856	1,5188	1,5344
Fe	0,0109	0,0085	0,0217	0,0489	0,0126	0,0073	0,0238	0,0313
K	0,0535	0,0089	0,0159	0,0167	0,0156	0,0194	0,0180	0,0148
Ca	0,5850	0,6704	0,6530	0,4926	0,5813	0,5738	0,4974	0,4954
Sr	0,0023	0,0076	0,0052	0,0050	0,0065	0,0094	0,0149	0,0143
Ba	0,0000	0,0012	0,0000	0,0010	0,0013	0,0013	0,0031	0,0022
Mg	0,0000	0,0000	0,0019	0,0468	0,0005	0,0000	0,0012	0,0010
Celkom	4,9766	4,9845	4,9880	5,0082	4,9934	5,0060	5,0108	5,0090
An %	63	70	57	58	60	58	51	52

Plagioklas, 1—2 Banská Štiavnica-Kalvária: 1 — stred výrastlice, 2 — okraj výrastlice, 3—4 Ostrá Lúka: 3 — stred výrastlice, 4 — okraj výrastlice, 5—6 Banská Belá: 5 — stred výrastlice, 6 — okraj výrastlice, 7—8 Brehy: 7 — stred zrna, 8 — okraj zrna

Tabuľka 6b Chemické zloženie plagioklasov

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	3,5539	3,1532	2,8753	4,6156	5,0530
SiO ₂	51,4106	50,1885	50,1531	53,1079	53,9417
Al ₂ O ₃	32,1229	32,8001	33,2846	29,7860	29,8406
FeO	0,3049	0,3711	0,3703	0,7860	0,6971
K ₂ O	0,1895	0,1068	0,1232	0,3095	0,2922
CaO	13,6839	14,8592	15,1130	11,7575	10,8500
SrO	0,2104	0,1583	0,1766	0,1470	0,1847
BaO	0,0370	0,0000	0,0000	0,0214	0,0284
MgO	0,0517	0,0576	0,0505	0,0422	0,0316
Celkom	101,5649	101,6948	102,1463	100,5705	100,9616
Prepočet na 8 kyslíkov					
Na	0,3091	0,2749	0,2496	0,4045	0,4385
Si	2,3065	2,2568	2,2452	2,4008	2,4231
Al	1,6989	1,7387	1,7565	1,5873	1,5802
Fe	0,114	0,0140	0,0139	0,0297	0,0262
K	0,0108	0,0061	0,0070	0,0178	0,0168
Ca	0,6578	0,7159	0,7249	0,5695	0,5222
Sr	0,0055	0,0041	0,0046	0,0039	0,0048
Ba	0,0007	0,0000	0,0000	0,0004	0,0005
Mg	0,0035	0,0039	0,0034	0,0022	0,0021
Celkom	5,0004	5,0144	5,0049	5,0167	5,0144
An %	67	72	74	58	53

Plagioklas, 1—5 Kysihýbel: 1—3 od stredu k okraju výrastlice, 4 — stred zrna základnej hmoty, 5 — okraj zrna základnej hmoty

Tabuľka 6c Chemické zloženie plagioklasov

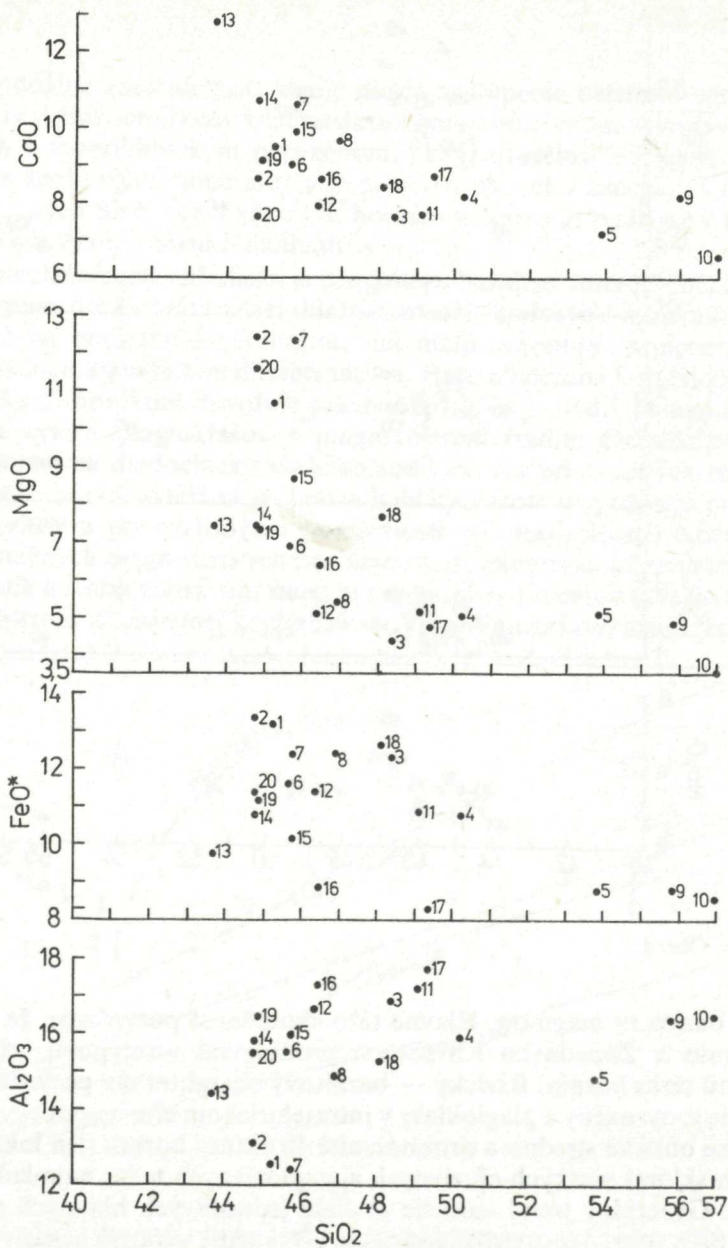
	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	3,1177	2,5715	6,1150	3,1351	4,0316	4,0882
SiO ₂	50,9343	49,7765	49,4724	50,9462	52,5691	52,3349
Al ₂ O ₃	32,7016	32,4750	22,2118	32,5013	30,4458	30,7354
FeO	0,4256	0,4362	4,3101	0,5332	0,7067	0,5240
K ₂ O	0,1033	0,1518	1,2722	0,0726	0,2881	0,2404
CaO	14,2888	14,8724	9,0476	13,5585	12,5724	11,9712
SrO	0,4071	0,3952	0,0557	0,3677	0,3470	0,3755
BaO	0,1458	0,1506	0,4777	0,0424	0,3688	0,3711
MgO	0,0028	0,0296	4,4810	0,0267	0,0742	0,0140
Celkom	102,1268	100,8593	97,4434	101,1855	101,4037	100,6547
Prepočet na 8 kyslíkov:						
Na	0,2705	0,2264	0,5743	0,2737	0,3521	0,3587
Si	2,2792	2,2602	2,3964	2,2937	2,3682	2,3683
Al	1,7250	1,7382	1,2683	1,7250	1,6168	1,6396
Fe	0,0159	0,0166	0,1746	0,0201	0,0266	0,0198
K	0,0059	0,0088	0,0786	0,0042	0,0166	0,0139
Ca	0,6850	0,7235	0,4696	0,6540	0,6068	0,5804
Sr	0,0106	0,0104	0,0016	0,0096	0,0091	0,0099
Ba	0,0026	0,0027	0,0091	0,0007	0,0065	0,0066
Mg	0,0019	0,0020	0,3235	0,0018	0,0050	0,0009
Celkom	4,9965	4,9885	5,2959	4,9827	5,0077	4,9981
An %	71	75	42	71	62	64

Plagioklas, 1—2 Konrádovce: 1 — stred zrna, 2 — okraj zrna, 3—4 Bulhary: 3 — stred zrna, 4 — okraj zrna, 5—6 Hajnačka: 5 — stred zrna, 6 — okraj zrna

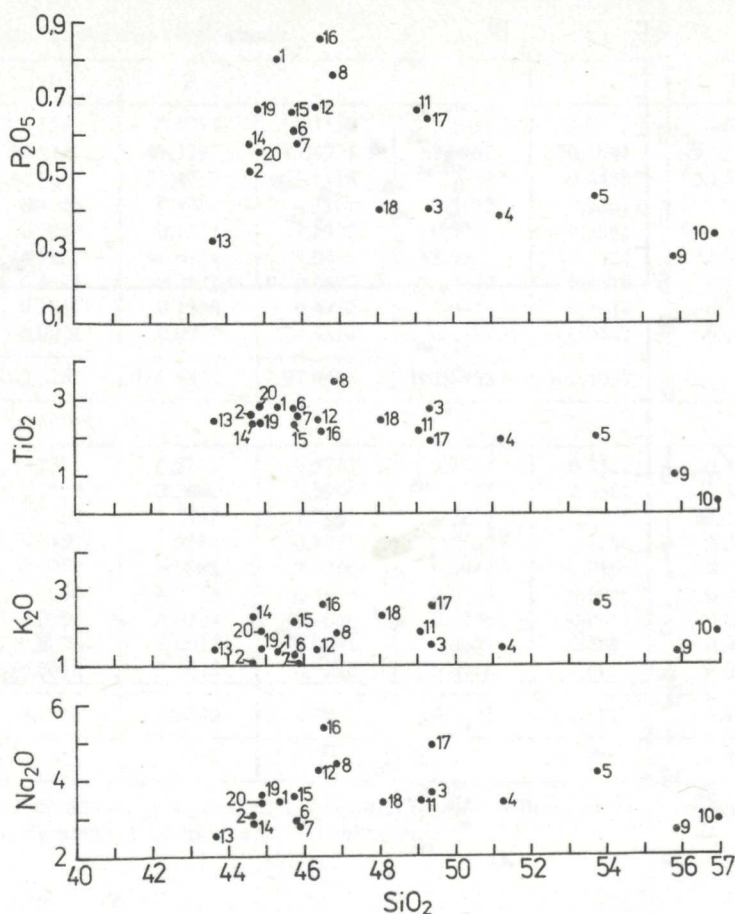
Makroprvky

SiO₂

Pokiaľ ide o podiel SiO₂, zaraďujeme prevažnú časť skúmaných hornín k bázickým. E. A. MIDDLEMOST (1975) udáva pre bazalty rozpätie SiO₂ 44—53,5 %. Vzorky 9 a 10 s SiO₂ 56 % a 57 % inklinujú výrazne k intermediárnemu chemizmu a patria aj na základe iných znakov pravdepodobne k produktom skoršieho vulkanizmu. Na komparatívnych diagramoch je nápadná ich vývojová odlišnosť a rozdielnosť i vo vzťahoch hlavných a stopových prvkov. Zámerne ich však ponechávame zaradené v súbore skúmaných vzoriek a v ďalšom texte o nich diskutujeme. Niektoré vzorky inklinujú podielom SiO₂ k intermediárnym až acidným. Taká je napríklad vz. č. 5 s SiO₂ 54 %. Podmieňuje a súčasne potvrdzuje aj modálne zloženie (draselné živce, flogopit ap.). Modálny olivín, amfibol, rhönit i magnetit v nich zastúpené sú dôsledkom zvýšeného podielu niektorých hlavných prvkov v chemizme, čo poukazuje na určité magmatické



Obr. 4 Diagram vztahu SiO_2 a hlavných kysličníkov v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska. Bod 9 a 10 zodpovedá andezitom subvulkanických telies, ostatné body alkalickým bazaltom. FeO^+ — celkové železo.



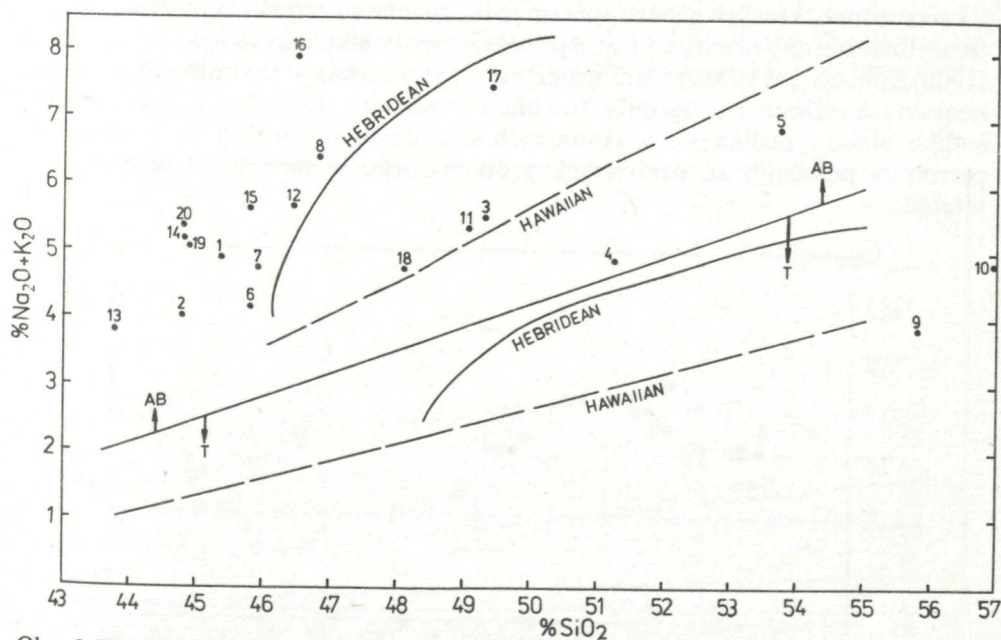
Obr. 4

vzťahy s bázickou magmou. Hlavne táto skutočnosť potvrdzuje, že najmladší vulkanizmus v Západných Karpatoch produkoval viactypovú, nie výrazne kontrastnú sériu hornín. Bázický — bazaltový charakter láv potvrdzujú zastúpené olivíny, pyroxény a plagioklasy v intratelurickom efuzívnom vývoji a holo-kryštalické ofitické stredno a drobnozrnité štruktúry hornín (len lokálne s vulkanickým sklom) všetkých efuzívnych aj explozívnych telies najmladšieho vulkanizmu. Generálny trend variácie podielu jednotlivých hlavných prvkov vo vzťahu k SiO₂ (obr. 4) potvrdzuje variáciu a vykazuje výraznú negatívnu koreláciu SiO₂ hlavne s CaO, MgO, FeO, P₂O₅, a tak indikuje, pri potvrdenej širšej časovej škále vývoja vulkanizmu, pri známom regionálnom rozsahu a známych viacerých centrách vulkanizmu, zložitejšiu genézu ako je jednotná a jednoduchá magmatická a kryštalizačná diferenciacia pre všetky výskyty bázických vulkanitov stredného a južného Slovenska.

K_2O, Na_2O

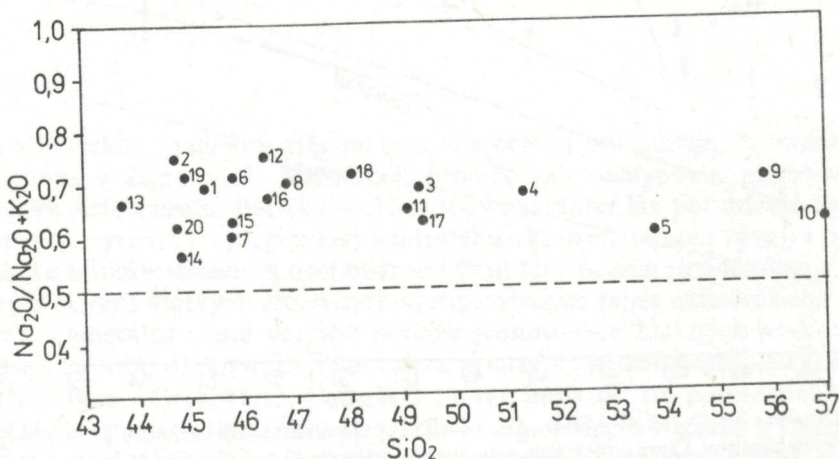
Pretože modálne zloženie potvrdzuje nielen zastúpenie nefelínu, egrinického pyroxénu i egrínu, amfibolov v intratelurickom i v efuzívnom vývoji, v asociácii s olivínom a monoklinickým pyroxénom, ale aj draselných živcov, prípadne analcimu a zeolitových minerálov ako primárnych tiež v asociácii s olivínom, jedna z hlavných úloh popri vápniku, horčíku a železe pripadá už v počiatočných štádiách vývoja hornín alkáliám.

Z kryštalochemického hľadiska je pre genézu bazaltov smerodajné, že sodík, keďže vstupuje do zloženia plagioklasov, menej femických minerálov, ktoré kryštalizujú na počiatku kryštalizácie, má malú schopnosť koncentrovať sa s postupujúcou magmatickou diferenciáciou. Heterovalentná kryštalochemická väzba sodíka s vápnikom dovoľuje predpokladať, že sa sodík hromadí hlavne v priebehu vývoja plagioklasov v magmatickom štádiu. Draslík pre veľký iónový polomer sa diadochicky viaže so sodíkom len pri vysokých teplotách. V posledných rokoch zvlášť sa podiely alkalických kovov využívajú pri riešení genézy bazaltov a pri rozlišovaní postupnosti (ev. následnosti) bazaltov pri riešení formačných diagnostických problémov ap. Experimentálne práce potvrdili, že draslík a sodík zohrávajú funkciu regulátorov procesov tavenia ultrabázického substrátu a následnej kryštalizácie. Viacerí autori dokazujú, že alkálie,



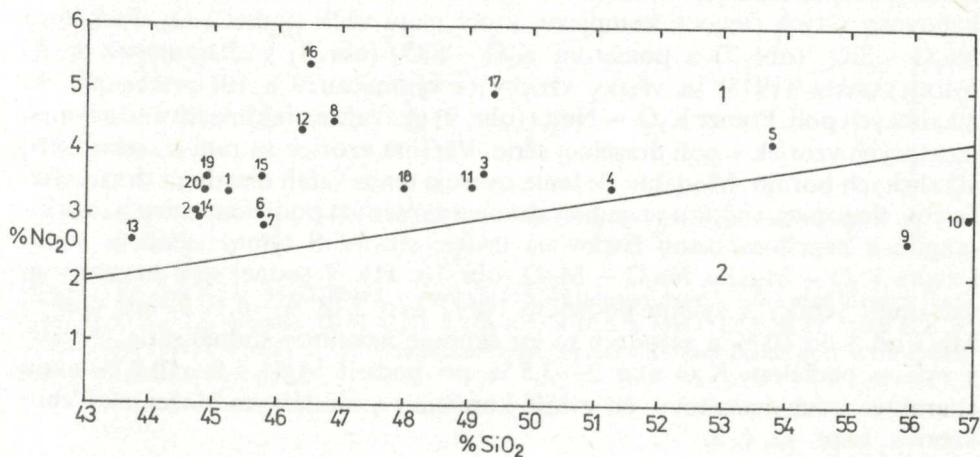
Obr. 5 Diagram $Na_2O + K_2O - SiO_2$. AB — AB — pole alkalických bazaltov. T — T — pole tholeiitických bazaltov. Čiara oddeľujúca tieto polia zodpovedá 42 % SiO_2 , 1,35 % $Na_2O + K_2O$ — 53 % SiO_2 , 5,60 % $Na_2O + K_2O$ sensu G. A. MACDONALD—T. KATSURA (1964). Body 1—20 zodpovedajú alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Trendy havajských bazaltov sensu W. LLOYD—T. KATSURA (1964).

ako aj podobné ľahko pohyblivé zložky, súvisia s primárnymi taveninami a ich podiel v hornine (prípadne i distribúcia stopových prvkov skupiny alkalických kovov) zodpovedá obsahu v primárnom substráte. A. P. VINOGRADOV 1962 a iní pripúšťajú možnosť čiastočnej immigrácie alkálií v priebehu prenikania magmy k povrchu alebo pri následnej metamorfóze, alebo predpokladajú možnosť zvýšenia koncentrácie alkálií, hlavne sodíka a draslíka, v bázických a hyperbázických horninách v dôsledku metasomatizujúcich roztokov, prípadne v dôsledku všeobecnej degazácie plášťa. P. W. GAST 1965, 1968, R. KAY—N. J. HUBARD—P. W. GAST 1970, P. R. KYLE 1980 dávajú distribúciu alkalických kovov v bazaltových horninách do úzkeho vzťahu s genézou bazaltov a na jej základe rozlišujú dva hlavné typy bazaltových magiem oceánskych regiónov. B. G. JAMIESON—D. B. CLARKE 1970 sledovali koherenciu draslíka s P, Ti, Ba, Sr, Rb, Zr i vzťahu K_2O/MgO v kontinentálnych tholeiitických provinciách. Podľa týchto autorov prípadné K-obohatenie indikuje stupeň parciálneho tavenia a intenzitu reakcie medzi magmou a pevným plášťom. Lokálne zvýšené koncentrácie draslíka v bázických až ultrabázických horninách vyvolávajú v poslednom desaťročí predstavy o prípadnej chemickej i mineralogickej, horizontálnej i vertikálnej heterogenite plášťa. Na druhej strane na stabilné pomery v distribúcii alkalických kovov v najvrchnejších častiach zemského plášťa poukazujú práve na príklade stabilných vzťahov týchto prvkov pozorovaných v kaersutitoch, ktorých genézu spájajú jednoznačne so zemským plášťom. Relatívne nízke obsahy draslíka a iných prvkov skupiny alkalických kovov A. EVART (1968) aplikuje pri modelovaní genézy acidných hornín v podmienkach kontinentálnych režimov a plagiogranitov ofiolitových sérií. Enormne vysoké podiely sodíka alebo draslíka vo vulkanických bázických horninách sa v súčasnej petrológii považujú za neobyčajne problematické a nie jednoznačne objasniteľné.

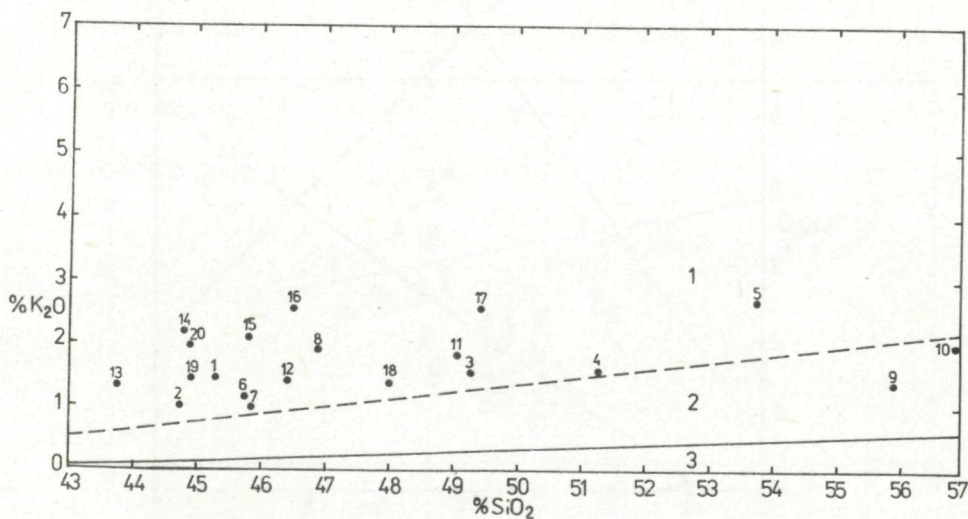


Obr. 6 Diagram $Na_2O/Na_2O + K_2O - SiO_2$. Bod 1—20 alkalické bazalty južného a stredného Slovenska. Koeficient nátriovosti $Na_2O/Na_2O + K_2O$ je vo všetkých vzorkách alkalických bazaltov vyšší ako 0,5. Vzorka 9 a 10 andezity.

Celkový podiel $K_2O + Na_2O$ vo vzťahu k SiO_2 potvrdzuje i z hľadiska chemického zloženia alkalický charakter miocénno-pleistocénnych bazických vulkanitov stredného a južného Slovenska. V komparácii s najznámejšími bazaltovými horninami považovanými za produkty primitívnych plášťových bazaltových magiem v poli alkalických bazaltov (obr. 5) sa naše vzorky situujú bližšie

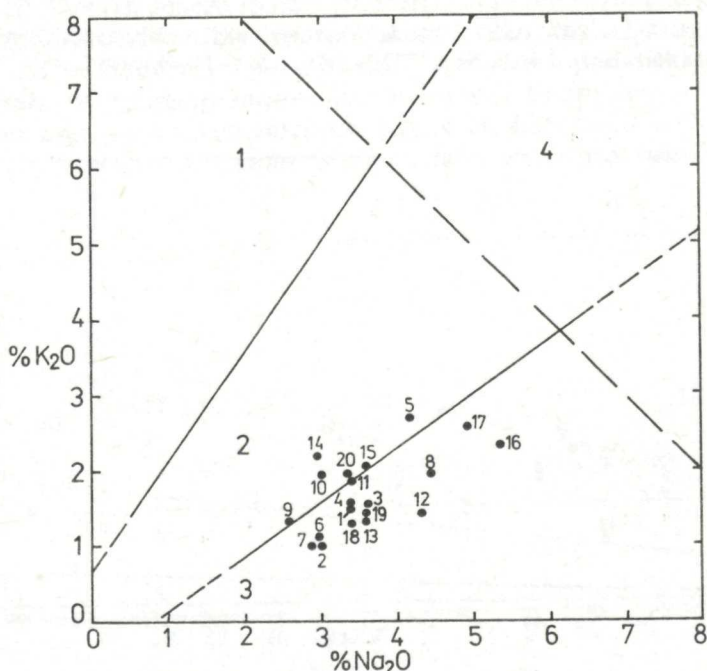


Obr. 7 Diagram Na_2O-SiO_2 . Pole 1 — alkalické horniny, pole 2 — subalkalické horniny. Deliacia čiar je spojnica 46 % SiO_2 , 2,41 % Na_2O a 52 % SiO_2 , 3,38 % Na_2O sensu E. A. K. MIDDLEMOST (1975).

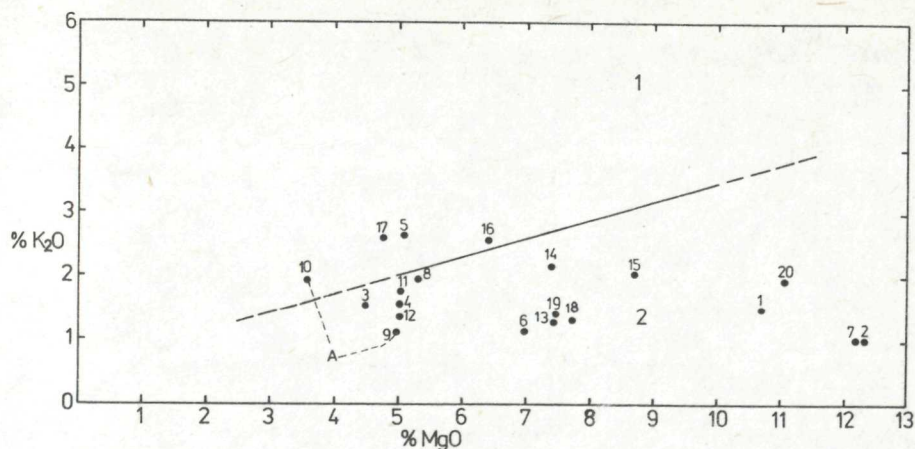


Obr. 8 Diagram K_2O-SiO_2 . Pole 1 — alkalické horniny, pole 2 — subalkalické horniny, pole 3 — nízkozaselené subalkalické horniny. Pole 1 a 2 delia čiar — 46 % SiO_2 , 0,91 % K_2O a 52 % SiO_2 , 1,66 % K_2O sensu E. A. K. MIDDLEMOST (1975).

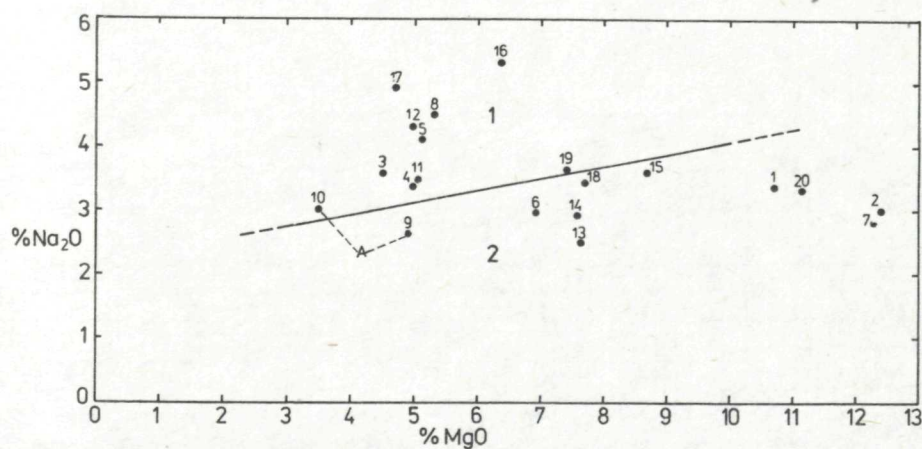
k trendu Na-havaiitov. Na_2O váhovým podielom prevažuje draslík. Koeficient nátriovosti (obr. 6, tab. 5) prevyšuje hodnotu 0,5 a pohybuje sa od 0,59—0,75. Na obr. 6 je vidno zmenu funkcie Na_2O v sume alkálií pri zvyšovaní podielu SiO_2 v horninách celého komplexu najmladších bazických vulkanitov stredného a južného Slovenska. Diagram potvrdzuje nátriový charakter najbazickejších členov komplexu a miernu zníženosť nátriovosti pri súčasnom miernom zvýšení kálievosti v tých členoch komplexu, ktoré majú väčší podiel SiO_2 . Pomerom $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (obr. 7) a pomerom $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (obr. 8) v diagramoch E. A. MIDDLEMOSTA (1975) sa všetky vzorky (s výnimkou 9 a 10) premietajú do alkalických polí. Pomer $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (obr. 9) ukazuje na inklináciu a situovanie niektorých vzoriek v poli draselnej série. Väčšina vzoriek sa radí k sodnej sérii alkalických hornín. Modálne zloženie overuje tento vzťah obsahom draselných živcov, flogopitu, rhönitu na jednej strane a zvýšeným podielom egirínu, egirín-augitu a neprítomnosťou živcov na druhej strane. S týmto vzťahom súvisí i vzťah $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ a $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}$ (obr. 10, 11). V sodnej sérii bazaltov sa vyčleňujú vzorky s vyšším podielom Na_2O ako 3,18 %—4,10 % pri podieli MgO od 5 do 10 % a zaraďujú sa ku skupine havaiitov sodnej série. Vzorky s vyšším podielom K_2O ako 2—3,5 % pri podieli MgO 5,0—10,0 % majú charakter trachybazaltový, čo zvlášť koreluje i s modálnym zložením týchto vzoriek, napr. vz. č. 5.



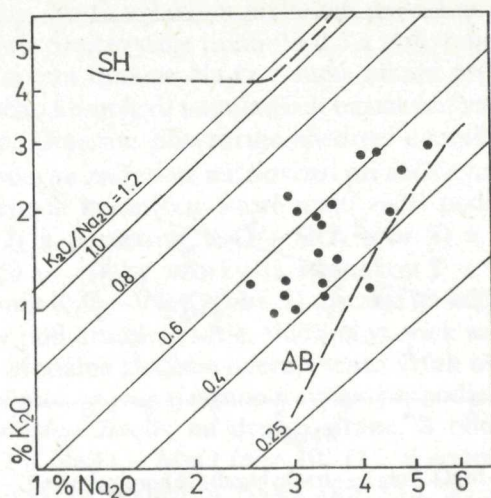
Obr. 9 Diagram $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$. Pole 1 — vysokodraselné horniny typu leucititov, pole 2 — draselné horniny, pole 3 — sodné horniny, pole 4 — fonolitické bazalty. Čiara deliaca polia 2 a 3 je spojnica 2 % K_2O , 0,85 % Na_2O a 5 % K_2O , 2,98 % Na_2O sensu E. A. K. MIDDLEMOST (1975).



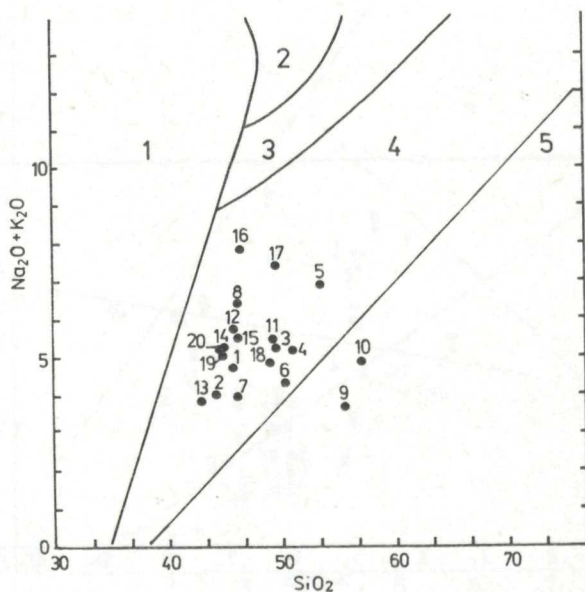
Obr. 10 Diagram K_2O — MgO . Pole 1 — trachybazaltové horniny, pole 2 — draselné bazalty. Čiara deliaca pole 1 a 2 je spojnica 5,0 % MgO , 2,0 % K_2O a 10,0 % MgO , 3,5 % K_2O sensu E. A. K. MIDDLEMOST (1975). Vzorky 5, 16, 17 majú maximálny podiel K_2O , maximálnu normu Or a maximálny obsah stroncia v ppm.



Obr. 11 Diagram Na_2O — MgO . Pole 1 — bazalty-havaiiti, pole 2 — sodné bazalty. Čiara deliaca polia 1 a 2 spája 5 % MgO , 3,18 % Na_2O a 10 % MgO , 4,10 % Na_2O sensu E. A. K. MIDDLEMOST (1975).

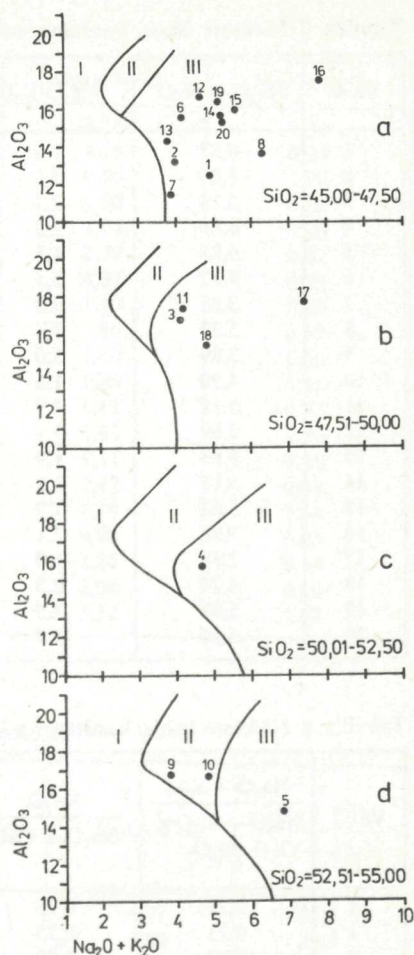


Obr. 12 Logaritmický diagram obsahu K_2O v pomere s Na_2O sensu P. JAKEŠ— A. J. R. WHITE (1972). Na diagrame vidieť vzťah skúmaných bazaltov k alkalickým bazaltom oceánskych oblastí (AB), variácia K_2O/Na_2O v skúmaných bazaltoch a trend shoshonitických hornín kontinentálnych okrajov sensu G. A. JOPLIN (1968).



Obr. 13 Diagram $Na_2O + K_2O - SiO_2$. 1 — pole nefelinitov, 2 — pole agpaitických syenitických hornín, 3 — pole miaskitických syenitických hornín, 4 — pole alkalických bazaltov, 5 — pole subalkalických hornín. Body 9 a 10 zodpovedajú andezitom, ostatné body alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska, bližšie v texte.

Obr. 14 Diagram $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O—SiO}_2$ sensu H. KUNO (1968) pre miocénno-pleistocénne alkalické bazalty stredného a južného Slovenska. a, b, c, d diagramy zodpovedajú variabilným hodnotám SiO_2 . I — pole tholeiitických bazaltov, II — pole vysokoaluminiových bazaltov, III — pole alkalických bazaltov. Všetky variety skúmaných bazaltov spadajú do poľa alkalických bazaltov. Vz. 9, 10 — zodpovedajú andezitom, majú vyšší podiel SiO_2 ako ostatné vzorky na diagrame.



Al_2O_3

Podiel Al_2O_3 v miocénno-pleistocénnych bazických vulkanitoch stredného a južného Slovenska dosahuje 13—18 %. T. N. IRVINE—W. R. A. BARAGAR (1971) uvádzajú hodnoty 12—16 % Al_2O_3 ako typické pre tholeiitické bazalty a andezity a 16—20 % pre vápenato-alkalické bazalty a andezity kenozoika. Podiel alkálií prevyšuje 2—4-krát. V zmysle charakteristiky sérií vulkanických hornín na základe obsahu Al_2O_3 vo vzťahu k celkovému podielu alkálií a určitému podielu SiO_2 skúmané vzorky sú situované v alkalických poliach v diagrame H. KUNA (1968) — obr. 14. Na diagrame sú viditeľné diferencie v podiele Al_2O_3 i tendencia väzby vyššieho podielu Al_2O_3 na vyšší podiel $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ pri nižších podieloch SiO_2 . Vz. č. 9 a 10 sa líšia od ostatných, sú situované v poli

Tabuľka 7 Niektoré údaje, konštanty a koeficienty chemizmu

Vz. č.	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$
1	4,87	1,6	0,63	0,69	0,30
2	4,00	3,0	0,39	0,75	0,25
3	5,18	2,3	0,49	0,69	0,37
4	4,89	2,2	0,45	0,68	0,31
5	6,83	1,5	0,64	0,59	0,39
6	4,12	2,5	0,40	0,71	0,29
7	3,85	2,8	0,35	0,70	0,26
8	5,37	2,4	0,42	0,70	0,30
9	3,89	2,0	0,50	0,66	0,33
10	4,90	1,6	0,63	0,61	0,39
11	5,31	1,9	0,53	0,65	0,35
12	5,69	3,1	0,32	0,75	0,24
13	3,83	1,9	0,51	0,66	0,34
14	5,17	1,3	0,75	0,57	0,43
15	5,63	1,7	0,57	0,63	0,36
16	7,96	2,1	0,48	0,67	0,33
17	7,48	1,9	0,51	0,63	0,34
18	4,74	2,5	0,39	0,71	0,28
19	5,08	2,5	0,40	0,71	0,28
20	5,34	1,7	0,59	0,62	0,38

Tabuľka 8 Niektoré údaje, konštanty a koeficienty chemizmu

Vz. č.	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})}$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$
1	0,28	0,26	0,16	1,57	0,27
1	0,23	0,25	0,14	1,45	0,29
3	0,23	0,32	0,13	1,41	0,34
4	0,23	0,29	0,13	1,51	0,31
5	0,31	0,36	0,13	1,83	0,28
6	0,31	0,24	0,14	1,40	0,34
7	0,25	0,21	0,16	1,42	0,25
8	0,30	0,31	0,16	1,70	0,32
9	0,19	0,24	0,11	1,37	0,29
10	0,12	0,31	0,10	1,54	0,28
11	0,20	0,31	0,13	1,54	0,35
12	0,22	0,28	0,17	1,60	0,36
13	0,21	0,16	0,17	1,33	0,34
14	0,25	0,21	0,16	1,48	0,35
15	0,26	0,26	0,16	1,56	0,35
16	0,31	0,38	0,16	1,89	0,37
17	0,30	0,36	0,15	1,79	0,36
18	0,24	0,29	0,14	1,50	0,32
19	0,23	0,23	0,15	1,45	0,36
20	0,25	0,30	0,13	1,59	0,34

Tabuľka 9 Niektoré údaje, konštanty a koeficienty chemizmu

Vz. č.	K ₂ O/MgO	MgO/K ₂ O	MgO/Na ₂ O	Na ₂ O/MgO
1	0,13	7,18	3,16	0,31
2	0,08	12,33	4,11	0,24
3	0,45	2,21	0,95	1,04
4	0,29	3,33	1,50	0,66
5	0,52	1,92	1,24	0,80
6	0,17	5,85	2,37	0,42
7	0,08	12,33	4,32	0,23
8	0,35	2,82	1,19	0,83
9	0,26	3,83	1,90	0,52
10	0,53	1,86	1,18	0,84
11	0,36	2,74	1,46	0,68
12	0,27	3,64	1,17	0,84
13	0,17	5,70	2,93	0,34
14	0,29	3,33	2,51	0,39
15	0,23	4,26	2,42	0,41
16	0,40	2,45	1,18	0,84
17	0,53	1,87	0,96	1,04
18	0,17	5,73	2,26	0,44
19	0,19	5,11	2,04	0,48
20	0,17	5,60	3,32	1,68

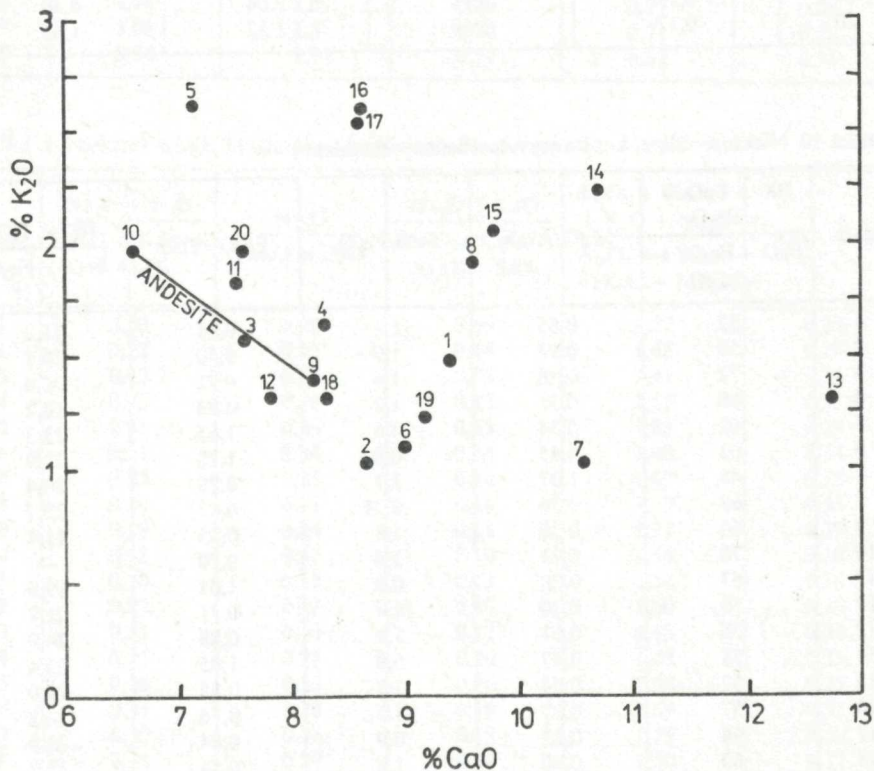
Tabuľka 10 Niektoré údaje, konštanty a koeficienty chemizmu

Vz. č.	$\frac{100 \times \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	MgO/Al ₂ O ₃	FeO/Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ /FeO	$\frac{100 \times \text{TiO}_2}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$
1	52	0,85	1,1	0,91	21,3
2	50	0,93	1,9	0,50	29,7
3	72	0,26	1,4	0,71	22,6
4	66	0,31	1,2	0,83	18,2
5	62	0,34	0,6	1,65	23,3
6	61	0,45	0,8	1,28	22,9
7	48	1,07	3,1	0,29	20,4
8	68	0,36	0,21	0,47	27,7
9	63	0,30	1,8	0,55	11,4
10	70	0,21	1,4	0,70	—
11	67	0,29	0,9	1,01	19,6
12	70	0,30	11,4	0,71	21,7
13	55	0,51	1,1	0,88	24,9
14	58	0,47	0,9	1,05	23,4
15	52	0,54	1,7	0,55	24,0
16	57	0,37	1,3	0,76	24,2
17	64	0,27	0,9	0,84	22,9
18	60	0,50	1,8	0,54	19,9
19	59	0,45	1,1	0,90	21,3
20	49	0,72	1,3	0,76	18,2

vápenato-alkalických vulkanitov. Vzťah $K_2O + Na_2O / K_2O + Na_2O + Al_2O_3$ (agpaitový koeficient) je pomerne veľmi nízky, v číselných hodnotách varíruje v malom rozpätí 0,28—0,31, čo zodpovedá vzťahu Al_2O_3 k alkáliám i SiO_2 vo vzorkách. V normatívnom zložení Al_2O_3 je dostačujúce na normu Ab i An a vo väčšom počte vzoriek aj na normu Ne väčšiu ako 10 %. V modálnom zložení časť hliníka (časť Al_2O_3 je viazaná na Ab) sa podieľa aj na stavbe monoklinických pyroxénov a amfibolov, v ktorých sa koncentruje Al_2O_3 už v počiatočných štádiách formovania sa hornín. Chemizmus nemá ani Ac ani C normu. Na modálnom zložení sa podstatne podieľajú Ca-plagioklasy i monoklinické pyroxény. Zastúpené sú aj amfiboly, do štruktúry ktorých vstupuje alumínium. Podiel Al_2O_3 vo vzťahu k CaO, prípadne k železu a horčíku a ich vzájomné vzťahy vidieť v tab. 10, 11.

CaO

V skúmaných horninách podiel CaO dosahuje 7—13 %. S Al_2O_3 koreluje negatívne — obr. 12. Maximálny podiel CaO sa viaže v jednej vzorke na jednu



Obr. 15 Diagram K_2O — CaO . Body 1—20 zodpovedajú skúmaným horninám. Bližšie v texte.

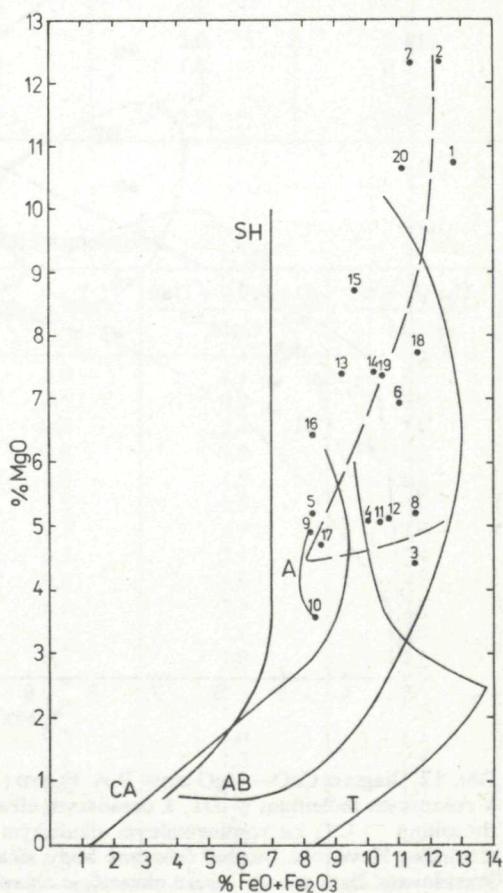
z pomerne najnižších hodnôt Al_2O_3 a na najnižšiu hodnotu SiO_2 . Táto vzorka vz. č. 13 — má najvyššiu normu An i Di a pomerne nízku normu Ne (obr. 22).

MgO

Podiel MgO v skúmaných bazaltových horninách dosahuje 5—13 %. Generálny trend variácie MgO nevýrazne negatívne koreluje so zvyšujúcim sa trendom SiO_2 v horninách (obr. 16). Vo vzťahu ku K_2O má korelácia menlivý charakter: vyššie podiely MgO sa viažu s vyššími podielmi K_2O , ale maximálne podiely MgO viažu sa s minimálnymi alebo pomerne nižšími podielmi K_2O (obr. 10).

FeO a Fe_2O_3

Okrem znakov súvisiacich s hromadením sa železa v bazaltových horninách uvedených pri MgO treba uviesť, že železo sa hromadí v začiatočnom štádiu kryštalizácie a vstupuje do zloženia magnetitu, titanomagnetitu, ilmenitu, chró-

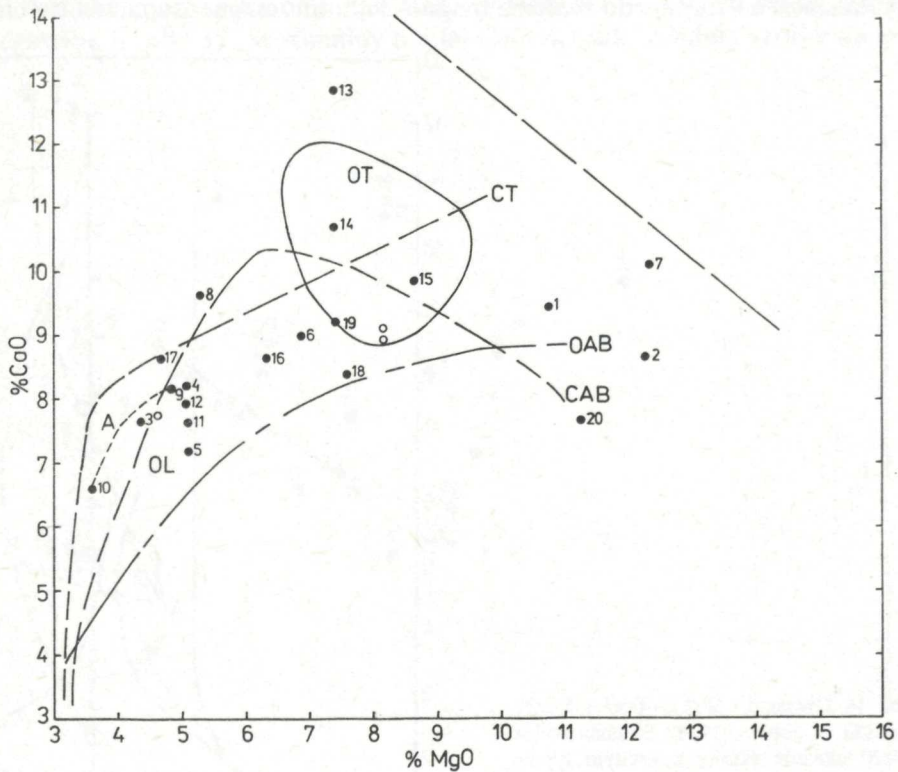


Obr. 16 Diagram $\text{MgO}-\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, sensu G. A. JOPLIN (1968). Situácia bodov 1—20 ukazuje vzťahy k určitým typom bazaltových hornín. SH — shoshonitické bazalty, CA — vápenato-alkalicke bazalty, T — tholeiitické bazalty, AB — alkalické bazalty. Prerušovaná lomená čiara zodpovedá približne variáciám skúmaných bazaltov a trendu variácií.

mových a železitých spinelov i olivínov vyvíjajúcich sa v tomto štádiu. V bázických horninách s vysokým agpaitovým koeficientom železo preberá funkciu chýbajúceho hliníka a vstupuje do zloženia egirínových pyroxénov a alkalických amfibolov (magmatického vývoja). Korelácie s kyslíčkmi hlavných prvkov — ich podielov v skúmaných horninách, sú zachytené hlavne na obr. 16 a 18.

TiO_2

Geochemické osobitosti titánu a jeho koncentrácia v bázikách a ultrabázikách v posledných rokoch sa využívajú (J. A. PEARCE—J. R. CANN 1971) pri rozlišovaní tektonogenézy bázických hornín, pri petrogenetických záveroch a pri rozlišovaní ekonomicky efektívnych koncentrácií titánu v bázických a ultrabázických horninách.



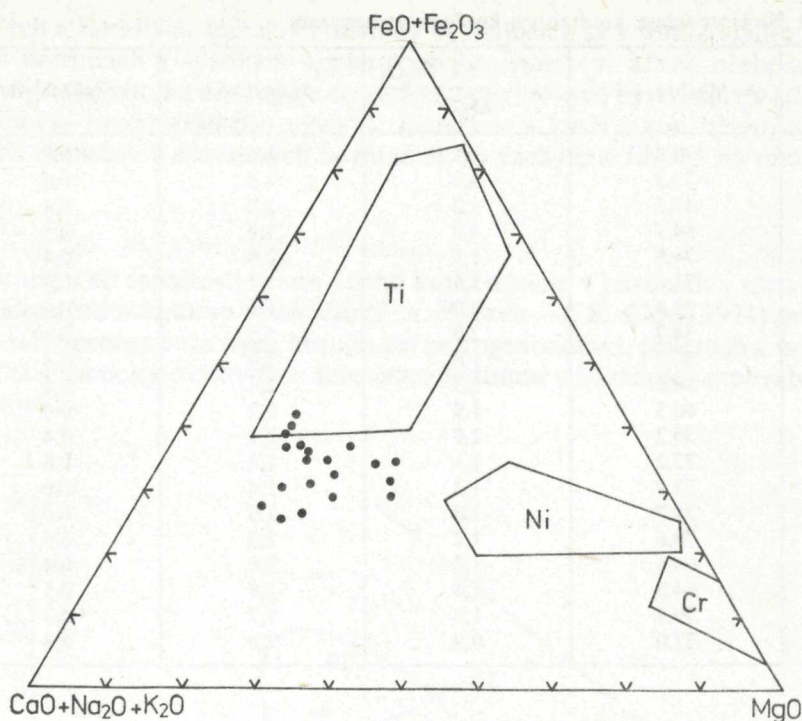
Obr. 17 Diagram CaO—MgO sensu P. A. FLOYD (1976) ukazuje vzťah skúmaných bazaltov 1—20 k oceánskym tholeiitom — OT, k oceánskym alkalickým bazaltom — OAB, ku kontinentálnym tholeiitom — CT, ku kontinentálnym alkalickým bazaltom — CAB. Body 9 a 10 — andezity stredného Slovenska, ostatné číslované body alkalické bazalty stredného a južného Slovenska. Prerušovaná čiara sz.—jv. smeru ohraničuje oblasť epidotovo-chloritovej metamorfózy bazaltov.

Tabuľka 11 Niektoré údaje, konštanty a koeficienty chemizmu

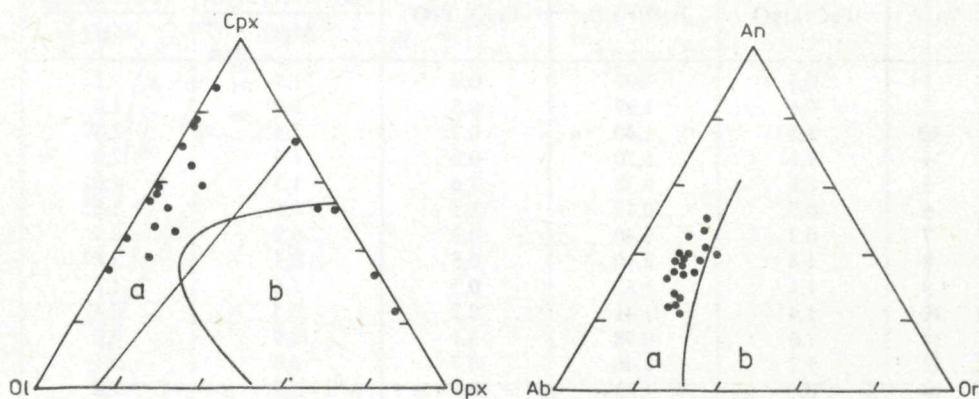
Vz. č.	100 Mg/Mg + Fe ²⁺	$\frac{\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$	Al ₂ O ₃ /CaO	CaO/Al ₂ O ₃
1	74,8	1,1	1,3	0,7
2	72,8	0,9	1,5	0,6
3	47,5	3,2	2,2	0,4
4	64,7	1,9	1,9	0,5
5	74,8	1,5	2,0	0,4
6	71,8	1,5	1,7	0,5
7	71,4	0,9	1,0	0,9
8	54,7	2,0	1,5	0,6
9	62,2	1,6	2,0	0,4
10	54,0	2,3	2,4	0,4
11	66,5	1,9	2,2	0,4
12	59,2	2,0	2,1	0,4
13	72,2	1,1	1,1	0,8
14	72,9	1,3	1,4	0,6
15	71,7	1,0	1,6	0,6
16	70,6	1,2	2,0	0,4
17	64,6	1,7	2,0	0,4
18	64,3	1,4	1,8	0,5
19	70,4	1,3	1,7	0,5
20	77,0	0,9	2,0	0,4

Tabuľka 12 Niektoré údaje, konštanty a koeficienty chemizmu

Vz. č.	FeO/MgO	FeO/Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ /FeO	$\frac{\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$
1	0,6	1,09	0,9	1,1	1,1
2	0,6	1,97	0,5	0,9	1,0
03	1,5	1,40	0,7	2,4	2,6
4	1,1	1,20	0,8	1,9	2,0
5	0,6	0,73	1,6	1,5	1,6
6	0,7	0,77	1,3	1,5	1,6
7	0,7	3,40	0,3	0,9	0,9
8	1,4	2,10	0,5	2,1	3,4
9	1,1	1,82	0,5	1,6	1,7
10	1,4	1,41	0,7	2,3	2,4
11	1,0	0,98	1,1	1,9	2,0
12	1,2	1,40	0,7	2,0	2,1
13	0,6	1,13	0,9	1,2	1,2
14	0,7	0,95	1,0	1,3	1,4
15	0,7	1,82	0,5	1,0	1,1
16	0,7	1,30	0,8	1,2	1,3
17	0,9	1,18	0,8	1,7	1,8
18	0,9	1,84	0,5	1,4	1,5
19	0,7	1,10	0,9	1,3	1,4
20	0,5	1,30	0,8	0,9	0,9



Obr. 18 Diagram $\text{MgO}-\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3-\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ bázických vulkanitov stredného a južného Slovenska ukazuje relácie troch zložiek — podielov kyslíčnikov vo vzťahu k efektívnej koncentrácii Ti, Ni a Cr sensu J. A. PEARCE—J. R. CANN (1971).

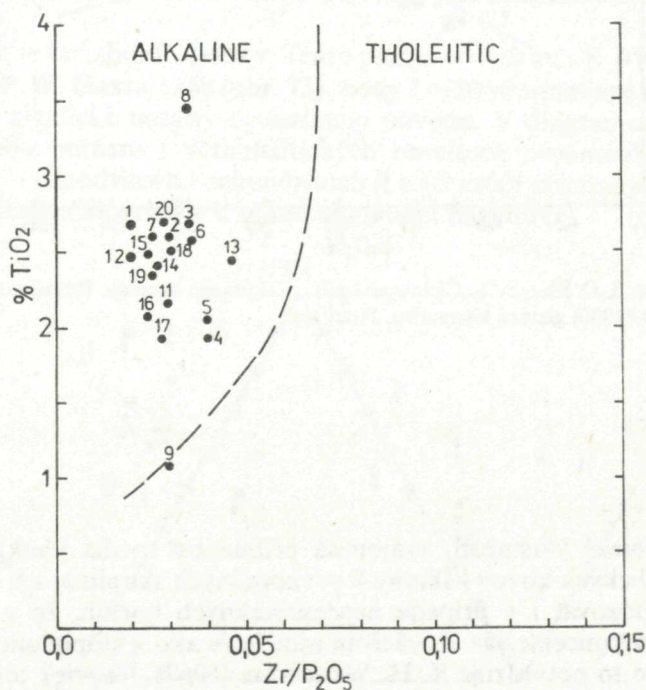


Obr. 19 Diagramy Opx-Cpx-Ol a Or-An-Ab — normatívne zloženie skúmaných hornín stredného a južného Slovenska. Ukazujú prevahu monoklinických pyroxénov v mafickej časti horniny, minimálny podiel rombických pyroxénov, prevahu plagioklasov a nízky podiel ortoklasov. Väčšia variabilita An normy ako Ab normy odráža väčšiu variabilitu podielu CaO ako Na_2O . V diagrame Cpx-Opx-Ol pole a — alkalické bazalty, b — subalkalické bazalty. V diagrame Or-An-Ab pole a — sodná séria, pole b — draselná séria alkalických olivinických bazaltov sensu T. N. IRVINE—W. R. A. BARAGAR (1971).

V miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska dosahuje TiO_2 1,91—3,45 %. Doterajšie analýzy minerálov týchto hornín potvrdili prítomnosť titánu vo výrastliciach olivínu a egrínaugitu. Bol zistený (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980) v megakryštáloch amfibolu (v kaersuti-toch) a predpokladáme jeho prítomnosť aj v iných amfiboloch zastúpených v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska. Jeho obsah v horninách ukazuje pozitívne korelácie s podielom alkálií a s femičnosťou hornín. TiO_2 v komparácii s pomerom $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ (obr. 20) ukazuje zaradenie celého komplexu skúmaných bazických hornín do skupiny alkalických. V triangulárnom diagrame Ti—Zr—Y (obr. 53) sa potvrdzuje vnútroplatňový režim (J. A. PEARCE—J. R. CANN 1971) vývoja alkalických bazaltov. Na pozitívne korelácie titánu s viacerými stopovými prvkami poukazujeme v ďalšom.

MnO

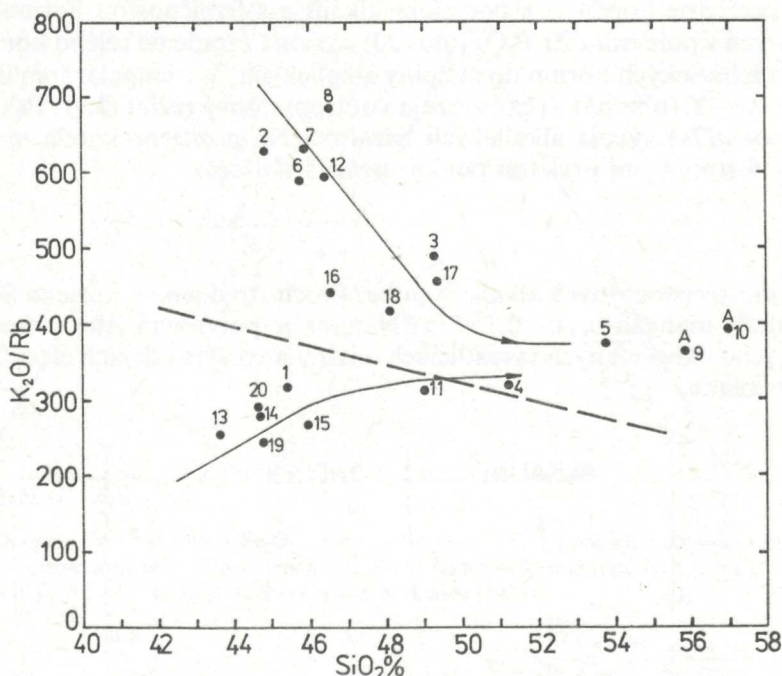
V miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska dosahuje mangán 0,11—0,159 %. Nateraz je potvrdená jeho prítomnosť v niektorých analyzovaných výrastliciach olivínu a vo výrastliciach monoklinických pyroxénov.



Obr. 20 Diagram TiO_2 — $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ alkalických bazaltov. Diagram sensu P. A. FLOYD (1976) ukazuje na minimálne i maximálne podiely TiO_2 v alkalických bazaltoch v pomere s $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$. Bod 9 zodpovedá andezitu, vo vz. 10 nebol identifikovaný TiO_2 .

P_2O_5

V miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska obsah P_2O_5 dosahuje 0,29—0,81 %. Pomer Zr/P_2O_5 v korelácii, ako aj s mnohými ďalšími stopovými prvkami (obr. 20) potvrdzuje alkalický charakter celého komplexu bazaltov.



Obr. 21 Diagram $K_2O/Rb-SiO_2$. Číslované body — skúmané horniny. Prerušovaná čiara udáva sensu S. R. KYLE (1980) genézu kaersutitu. Pozri text.

Mikroprvky

Li, Rb, Cs

Kryštalochemické vlastnosti, vzájomná príbuznosť medzi všetkými prvkami skupiny alkalických kovov i sklony k prvkom iných skupín aj ich koncentrácia dovoľujú usudzovať i v prípade nepreskúmaných hornín, že v bazaltových horninách ich koncentrácia vo väčšom množstve ako v stopovom je nepravdepodobná, ako to potvrdzuje K. H. WEDEPOHL (1967). Napriek tomu v posledných desaťročiach sú lítium, ale hlavne rubídium, cézium, draslík a sodík osobitne skúmané, ako inkompatibilné v súvislosti s genézou bázických a ultra-bázických hornín a vznikom magiem, z ktorých tieto horniny vznikajú. Podob-

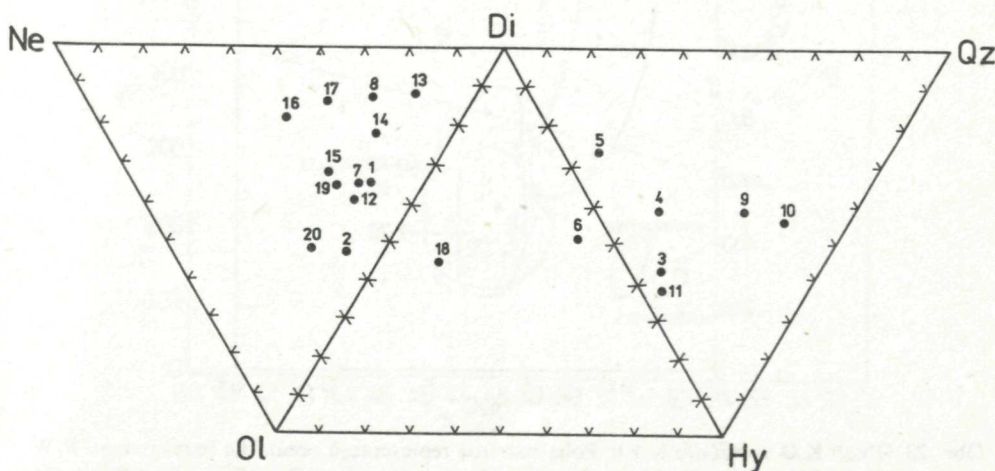
ne sa skúmajú i párové vzťahy K/Rb, Ba/Sr, Sr/Rb, Li/Mg (S. R. TAYLOR 1962, P. W. GAST 1965, 9168, P. JAKEŠ 1970, A. J. R. WHITE—G. A. JOPLIN 1968).

V skúmaných alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska obsahy lítia, rubídia sú veľmi nízke (tab. 2) a doterajšie analýzy minerálov — živcov niektorých lokalít alkalických bazaltov (tab. 6/a, b, c) nepotvrdili ich prítomnosť.

Lítium dosahuje 0,0004 % v jednej vzorke, 0,0008 % v 11 vzorkách, 0,0012 % v 6 vzorkách a 0,0020 % v 2 vzorkách. Výraznú negatívnu koreláciu Li/Mg v úprave $(Li_2O/MgO \cdot n^{10^{-6}})$ k solidifikačnému indexu, čo znamená, že najnižší pomer Li/Mg sa viaže na vzorku s najvyšším SI. Vzorka č. 2 a 7 zodpovedá bazanitom lávových nekov stredného Slovenska (Banská Štiavnica, Kysihýbel). Najvyšší pomer Li/Mg (v aplikovanej úprave) sa viaže na vzorky s najnižším SI (vz. č. 5 a 4). Vz. č. 5 — trachybazanit — má pomerne najvyšší podiel alkálií, hlavne K_2O a najvyšší podiel SiO_2 , najvyššiu normu Or, Ab, bez normy Ne. Vz. č. 4 má vyšší podiel modálneho živca ako ostatné vzorky a pomerne vysokú normu Ab, bez normy Ne.

Rubídium dosahuje v alkalických bazanitoch variabilný obsah, od 23—101 ppm. Analýzy potvrdzujú (tab. 2), že obsah rubídia sa viaže na vzorky s najvyšším podielom K_2O i najvyššou normou Or. Najnižšie obsahy rubídia sa viažu na vzorky č. 2 s najnižšou normou Or, s najvyššou normou Ol a najnižším podielom K_2O .

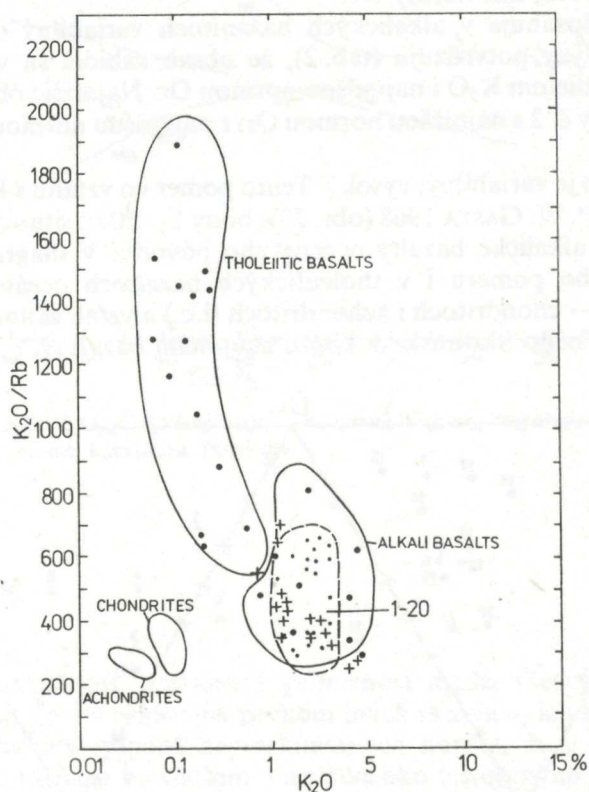
Pomer K/Rb je variabilný, vysoký. Tento pomer vo vzťahu s K_2O je znázornený v diagrame P. W. GASTA 1968 (obr. 23); body 1—20 sú situované v centrálnej časti poľa pre alkalické bazalty oceánskeho pôvodu. V diagrame je názorný vzťah uvedeného pomeru i v tholeiitických bazaltoch oceánskeho pôvodu, v meteoritoch — chondritoch i achondritoch (l.c.) a vzťah skúmaných bazaltov stredného a južného Slovenska k týmto skupinám bazaltov.



Obr. 22 Diagram CIPW — normatívne zloženie alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska: Di-Qz-Hy—Di-Hy-Ol—Di-Ol-Ne.

Špecifické genetické a vývojové znaky vyplývajú zo vzťahu pomeru K/Rb ku SiO_2 . Na základe tohto vzťahu P. R. KYLE (1980), S. KEESON—R. C. PRICE (1972), ktorí ho dávajú geneticky do súvislosti s plášťovými podmienkami, preskúmali vývoj kaersutitu. Vo vzťahu k tomuto vývoju skúmané alkalické bazalty vykazujú dva kontrastné vývojové trendy (obr. 21). Jeden trend je s vysokým pomerom K/Rb, s vyšším ako kaersutitová čiara, klesajúcim skoro na úroveň kaersutitového pomeru K/Rb pri zvyšujúcom sa podiele K_2O . Druhý je s vysokým pomerom K/Rb, ale nižším ako kaersutitový, stúpajúcim až na úroveň kaersutitového pomeru, tiež pri zvyšujúcom sa podiele K_2O . Vz. č. 11 zodpovedá bazanitovej hornine, v ktorej bol identifikovaný kaersutit (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980).

Cézium sa zistilo (tab. 2) s obsahom 1—3,8 ppm. Ani cézium, ani rubídium a lítium nebolo potvrdené analýzami horninotvorných minerálov (tab. 5). Vyššie a maximálne obsahy viažu sa na vzorku s maximálnym podielom K_2O ,

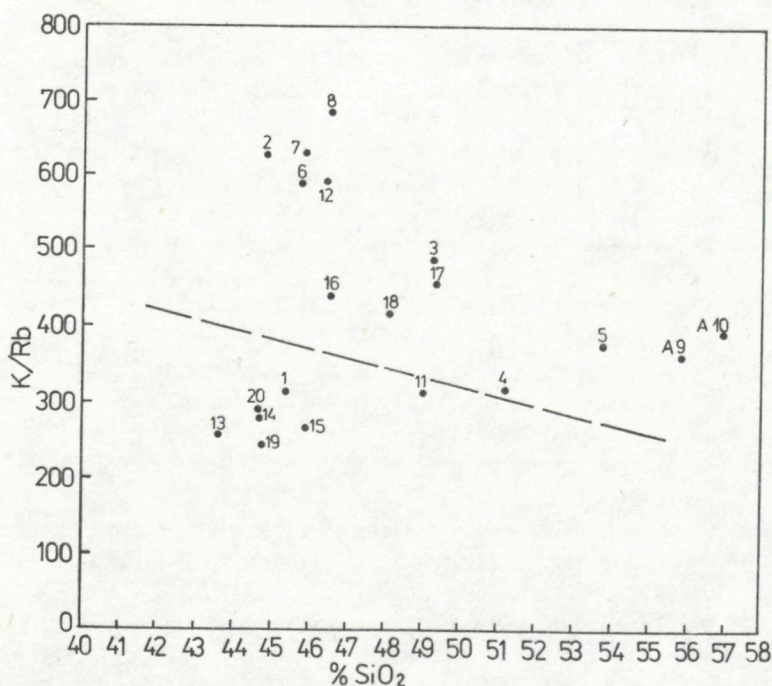


Obr. 23 Obsah K_2O vo vzťahu K/Rb. Polia bazaltov reprezentujú oceánické bazalty sensu P. W. GAST (1968). Malé body v poli ohraničenom prerušovanou čiarou zodpovedajú miocénno-pleistocénnym alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Väčšie body podľa údajov P. W. GASTA (1968). Križiky zodpovedajú bazanitom Antarktídy, podľa analýz P. R. KYLEA (1981).

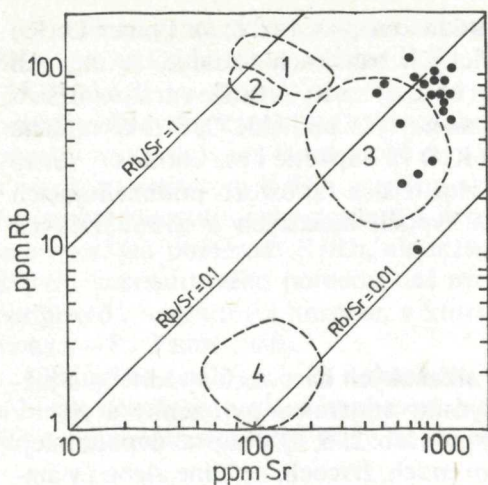
s maximálnou normou Or a najvyšším podielom SiO_2 (vz. č. 5). Pomer Cs/Rb vo vzťahu ku K_2O v skúmaných alkalických bazaltoch ukazuje, že najvyšší pomer Cs/Rb zodpovedá pomerne nižším hodnotám K_2O . Širšie variácie nižších pomerov Cs/Rb sa viažu aj na najnižší aj na najvyšší podiel K_2O . Široké variácie pomeru Cs/Rb pri rovnakých podieloch K_2O sú nápadné i pre chondrity sensu R. KAY et al. (1970), čo by svedčilo o zložitejších faktoroch podmieňujúcich hodnoty Cs/Rb v rôznych genetických typoch bázických a ultrabázických hornín.

Be, Sr, Ba

V skúmaných miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska neboli potvrdené analýzami minerálov pyroxénov a živcov veľmi nízke obsahy berýlia 1 ppm—1,5 ppm (tab. 2, 5, 6). Najpravdepodobnejšie sú však rozptýlené v egirínických pyroxénoch, živcoch, nefelíne alebo i v amfiboloch. Relatívne vyšší obsah Be — 1,0 ppm, 2 ppm sa zistil vo vz. č. 5



Obr. 24 Diagram K/Rb—SiO₂. Body s číslami 1—20 zodpovedajú miocénno-pleistocénnym alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Prerušovaná čiara zodpovedá vývoju kaersutitu sensu P. R. KYLE (1981). Bližšie v texte.



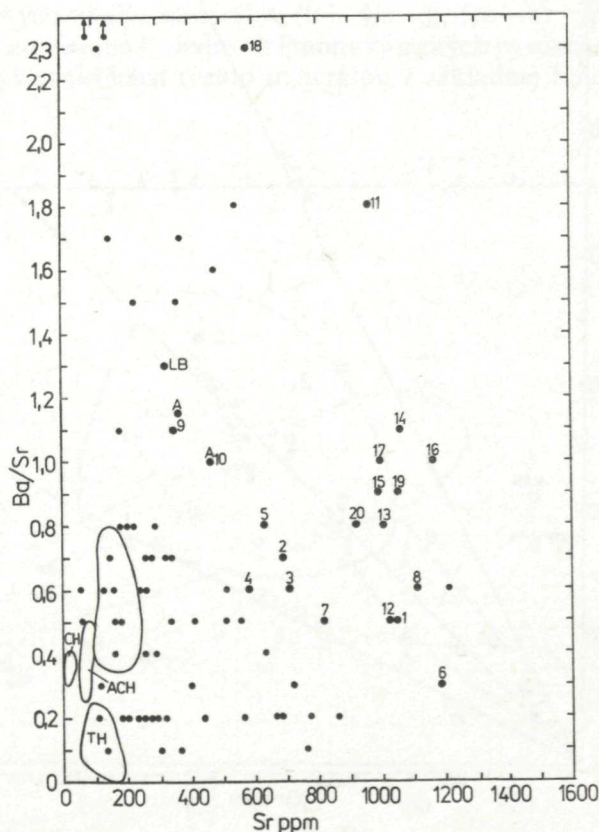
Obr. 25 Diagram Rb—Sr. Body 1—20 zodpovedajú miocénno-pleistocénnym alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Širšej variete obsahu rubídia — 1—101 ppm zodpovedá širšia varieta obsahu Sr — 450—1190 ppm. Bližšie v texte.

s modálnymi ortoklasovými živcami, sfudou a vcelku s prevahou živcovej zložky nad femickou. Podobné obsahy berýlia majú i vzorky andezitov (vz. č. 10) s prevahou živcovej zložky v hornine.

Bárium je koncentrované od 380—1780 ppm. Jeho prítomnosť bola potvrdená v Ca-živcoch porfyrických výrastlic i v zrníčkach živcov základnej hmoty (tab. 6). Nižšie obsahy bária boli zistené vo vzorkách č. 1—8. Tieto majú nižšiu Ab normu ako normu An a minimálnu (zo živcových noriem) normu Or. Nemajú modálny nefelín, ani normu Ne. Sú situované na strednom Slovensku. Vzorky južného Slovenska majú vyšší obsah bária (nižší obsah stroncia, ale spravidla nevýrazne) a modálny Ne, i v porfyrických výrastliciach i v základnej hmote. Nápadné vo vzťahu obsahu bária a stroncia v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska je, že vzorky s obsahom bária 380—860 ppm majú vyšší obsah stroncia. Vzorky s obsahom bária 1010—1720 ppm majú obsah stroncia nižší, ale len nepatrne. Vzťah bária ku hlavným prvkom nie je jednoznačný v celom komplexe vzoriek alkalických bazaltov. Vzorky usporiadané v poradí zvyšujúceho sa obsahu bária vykazujú raz pozitívne, inokedy negatívne korelácie s $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (napr. vz. č. 2, 6, 7). Stúpajúci trend obsahu bária v tomto usporiadaní vzoriek koreluje s variabilne stúpajúcim CaO podielom.

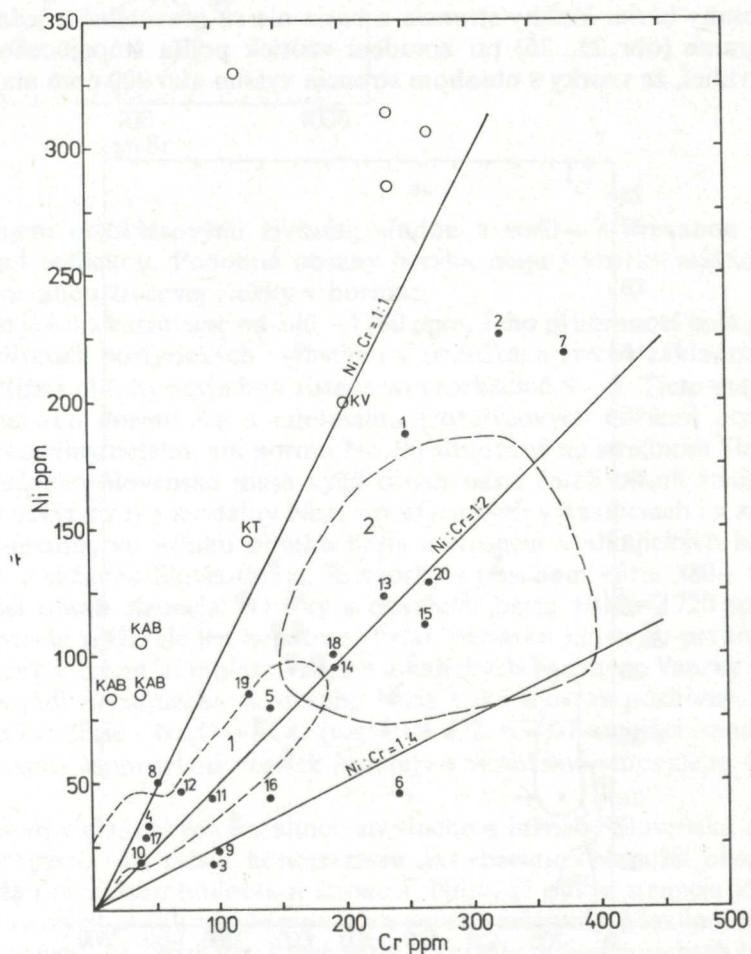
Stroncium v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska dosahuje 590—1190 ppm. Má nižšiu koncentráciu ako bárium. Najnižší obsah bária zodpovedá i najnižším hodnotám stroncia. Najvyšší obsah stroncia je o niečo nižší ako najvyšší obsah bária (nie v tých istých vzorkách). Maximálne obsahy stroncia sa zistili vo vzorkách, ktoré majú spravidla polovičný obsah bária (vz. č. 1, 8, tab. 2). V niektorých vzorkách je obsah stroncia veľmi blízky obsahu bária (vz. č. 14, 17). Vo vzorke č. 9 je obsah stroncia nepatrne nižší ako obsah bária a vo vzorke č. 10 obsah stroncia je zhodný s obsahom bária. Analýzy minerálov potvrdzujú prítomnosť stroncia v plagioklasoch porfyrických výrast-

líc — tab. 6/a. Stroncium je spravidla vyššie ako bárium v plagioklasoch. Vzťah obsahu stroncia k podielu hlavných prvkov (obr. 25, 26) nie je v celom komplexe jednoznačný (podobne ako obsah bária), ovplyvnený a podmienený je najpravdepodobnejšie variabilným podielom modálnych minerálov, na ktoré sa viaže. Maximálny obsah stroncia je vo vzorke č. 16 s modálnym nefelínom, maximálnou normou Ne, pomerne vysokou normou Di a najvyššou (z celého komplexu alkalických bazaltov) normou Or. Vo vzorke č. 6 s maximálnou normou Ab, An. Obidve vzorky sú pomerne bohaté na mikromandle vyplnené uhličitanom, kalcitom i aragonitom. Vo vzorke s maximálnym obsahom stroncia je najnižší obsah bária. Vzorky so strednými obsahmi stroncia majú viac ako o 100 % vyššie obsahy bária. Vzťahy stroncia a bária nie sú pravidelné a jednoznačné a v diagrame (obr. 25, 26) pri zoradení vzoriek podľa stúpajúceho obsahu stroncia vidieť, že vzorky s obsahom stroncia vyšším ako 900 ppm majú obsah



Obr. 26 Obsah Sr v pomere Ba/Sr v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska v komparácii s údajmi P.W. GASTA (1968) pre oceánske bazalty. ACH — achondrity, Ch — chondrity, Th — tholeiity oceánske — pacifické. Body 1—20 — alkalické bazalty stredného a južného Slovenska.

bária nižší, ale variabilný. Vzorky s obsahom bária 400—900 ppm majú variabilný vyšší i variabilný nižší obsah bária. Podobne nevýrazne nejednoznačné sú vzťahy stroncia aj k hlavným prvkom. Na základe vzťahu $K/Rb - K_2O$ (obr. 23, 24) miocénno-pleistocénne bazické vulkanity spadajú do poľa alkalických bazaltov v zmysle údajov P. W. GASTA (1968). Túto pozíciu zaberajú hlavne nižšími hodnotami pomeru K/Rb v porovnaní s tholeiitickými bazaltmi a vyššími podielmi K_2O v porovnaní i s tholeiitickými bazaltmi i s chondritickými a achondritickými meteoritmi. Obsah stroncia vo vzťahu k Ba/Sr je názorný



Obr. 27 Diagram Ni—Cr. Body 1—20 zodpovedajú miocénno-pleistocénnym alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Pole 1 — oceánske alkalické bazalty, pole 2 — oceánske tholeiity, body bez označenia — kontinentálne tholeiity, KV — bazalty podľa klarkov A. P. VINOGRADOVA (1962), KT — kontinentálne tholeiitické bazalty, KAB — kontinentálne alkalické bazalty. Podľa analýz P. W. GASTA (1968), A. E. J. ENGELA et al. (1965).

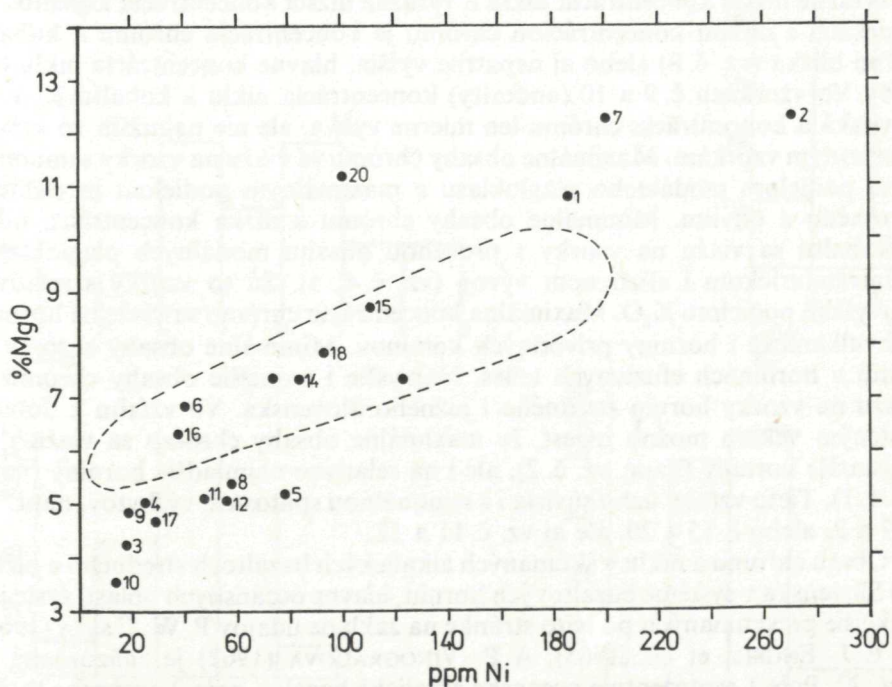
na obr. 26. Obsahy týchto prvkov v meteoritoch, sensu P. W. GAST (1968) aj alkalických bazaltov oceánskych pacifických oblastí, sú charakterizované nižším obsahom stroncia a nižším pomerom Ba/Sr, prípadne skúmané alkalické bazalty majú vyšší obsah stroncia a mierne zvýšený až vyšší pomer Ba/Sr.

Cr, Mo, W

Co, Ni

V alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska majú molybdén a volfrám stopovú koncentráciu. Ich obsah nebol chemickou analýzou minerálov zachytený. Stopovú koncentráciu molybdénu môžeme predpokladať v titanomagnetitových a ulvospinelových zrnkách a volfrámu v živcoch.

Koncentrácia chrómu, kobaltu a niklu, každého prvku osobitne, je výrazná a diferencovaná v skúmaných vzorkách alkalických bazaltov (tab. 2, obr. 27, 28). Z chemických analýz minerálov (tab. 4/a—g, 5/a—e) vyplýva, že chróm a nikel sú koncentrované v olivínoch i monoklinických pyroxénoch intratelurického vývoja i v zrnkách týchto minerálov v základnej hmote. Na základe



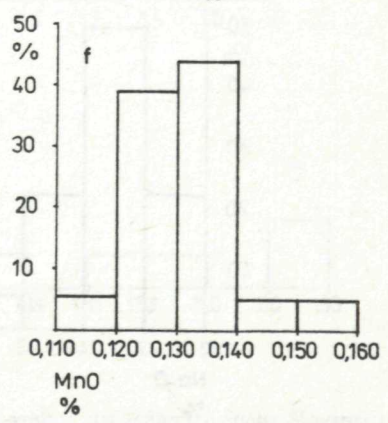
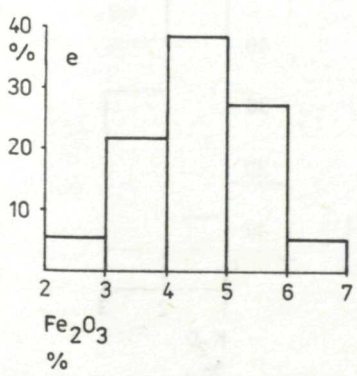
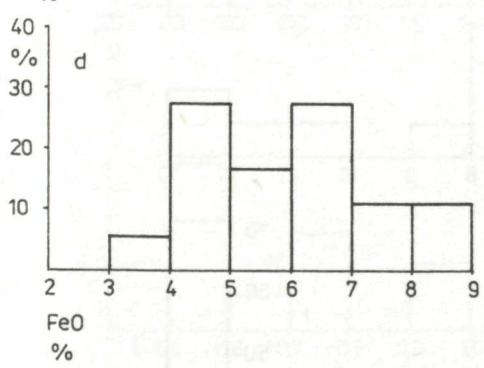
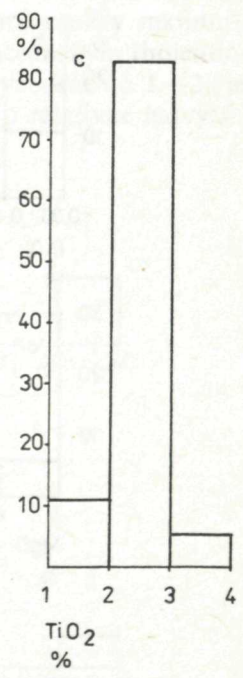
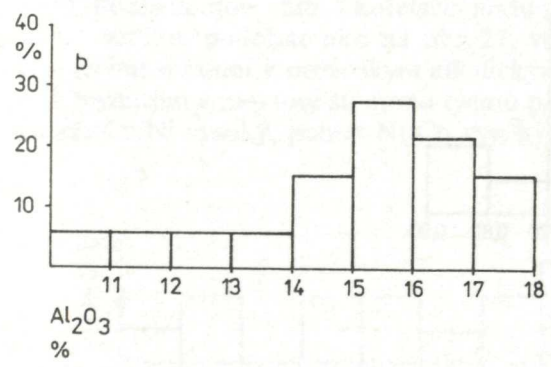
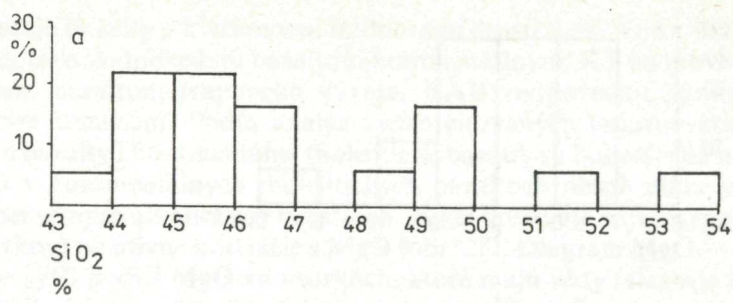
Obr. 28 Diagram MgO—Ni. Body 1—20 zodpovedajú miocénno-pleistocénnym alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Pole ohraničené prerušovanou čiarou — bazalty oceánskych chrbtov podľa údajov R. KAYA—N. J. HUBARDA—P. W. GASTA (1970).

údajov D. HOVORKU—P. FEJDIHO (1980) tieto prvky boli zistené i v kaersutitoch a spineloch alkalických bazaltov z Máškovej. Prítomnosť niklu v olivínoch potvrdzujú zastúpené sekundárne minerály boulingitovej povahy po puklinách olivínu. Koncentrácia niklu dosahuje 17—272 ppm. Zvyšovanie koncentrácie niklu pozitívne koreluje so zvýšeným obsahom MgO. Maximálna koncentrácia niklu sa viaže na maximálny obsah MgO a minimálna koncentrácia na minimálny obsah MgO. Vzorky s maximálnou koncentráciou niklu majú najvyššiu normu Ol i Di (vz. č. 2, 7, 1, 20, 15).

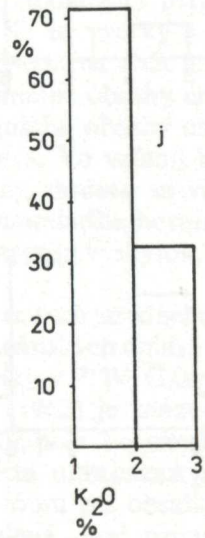
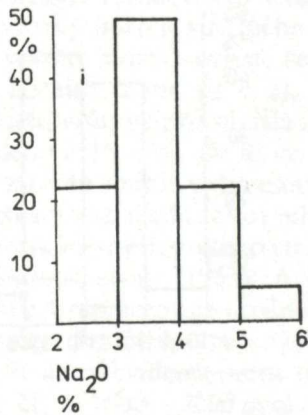
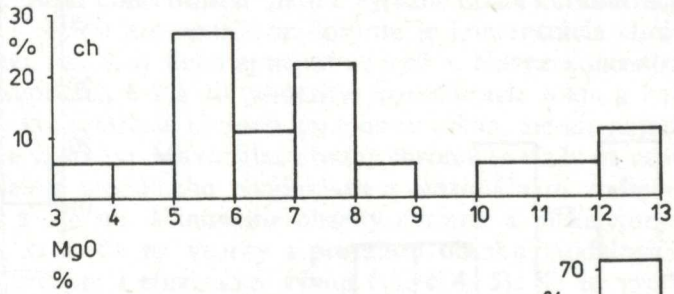
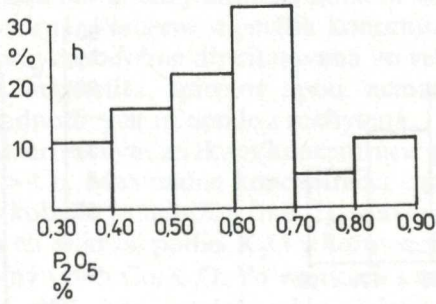
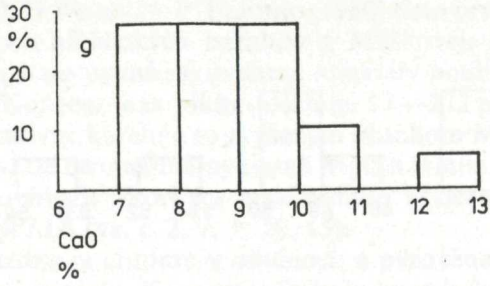
Koncentrácia chrómu v olivínoch a pyroxénoch je vždy vyššia (tab. 4) ako koncentrácia niklu. Koncentrácia kobaltu nebola analýzami olivínov a pyroxénov potvrdená. Pomerne najnižšia koncentrácia kobaltu (zistená vo vzorkách hornín) pravdepodobne distribuovaná vo veľkom počte zrn olivínu, pyroxénu, amfibolu, magnetitu, spinelov apod. nemusela byť citlivosťou aparatury pri analýze jednotlivých minerálov zachytená.

Charakteristickým znakom koncentrácie prvkov chrómu, niklu a kobaltu je $Cr > Ni > Co$. Maximálna koncentrácia chrómu je pomerne najvyššia a koncentrácia kobaltu je najnižšia (tab. 2). Maximálna koncentrácia chrómu sa viaže spravidla na najnižší podiel K_2O v horninách. Menej výrazný je vzťah Ni/K_2O a nevýrazný vzťah Co/K_2O . Vo vzorkách s maximálnou koncentráciou chrómu je výrazne nižšia koncentrácia niklu a výrazne nižšia koncentrácia kobaltu. Vo vzorkách s nižšou koncentráciou chrómu je koncentrácia chrómu a kobaltu veľmi blízka (vz. č. 8) alebo aj nepatrne vyššia, hlavne koncentrácia niklu (vz. č. 8). Vo vzorkách č. 9 a 10 (andezity) koncentrácia niklu a kobaltu je skoro rovnaká a koncentrácia chrómu len mierne vyššia, ale nie najnižšia vo vzťahu k ostatným vzorkám. Maximálne obsahy chrómu sa viažu na vzorky s minimálnym podielom modálneho plagioklasu a maximálnym podielom modálneho pyroxénu a olivínu. Minimálne obsahy chrómu a nízka koncentrácia niklu a kobaltu sa viažu na vzorky s prevahou obsahu modálnych plagioklasov v intratelurickom i efuzívnom vývoji (vz. č. 4, 5). Sú to vzorky s relatívne najvyšším podielom K_2O . Maximálna koncentrácia chrómu sa viaže na horniny subvulkanické i horniny prírodných komínov. Minimálne obsahy chrómu sa zistili v horninách efuzívnych telies. Najvyššie i najnižšie obsahy chrómu sa viažu na vzorky hornín stredného i južného Slovenska. Vo vzťahu k doteraz zisteným vekom možno uviesť, že maximálne obsahy chrómu sa viažu i na najstaršie horniny (napr. vz. č. 2), ale i na relatívne najmladšie horniny (napr. vz. č. 1). Tieto vzťahy úzko súvisia i s regionálnou spätosťou výskytov, napr. vz. č. 7 a 2, alebo č. 15 a 20, ale aj vz. č. 11 a 12.

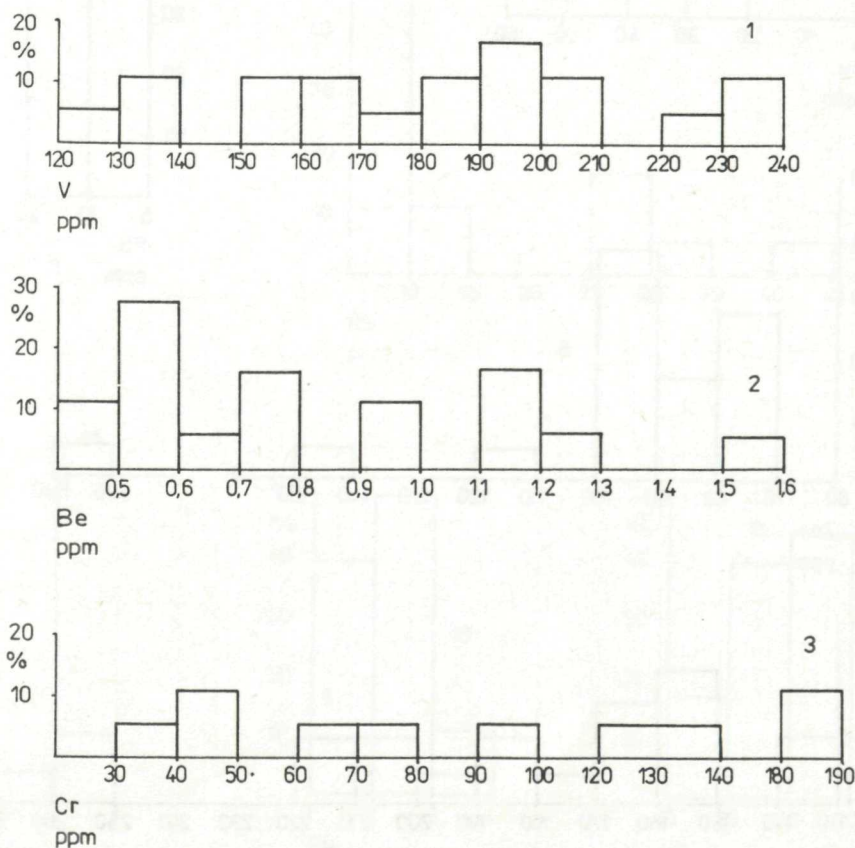
Obsah chrómu a niklu v skúmaných alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska v systéme bazaltových hornín, hlavne oceánskych oblastí systematickejšie preskúmaných po tejto stránke na základe údajov P. W. GASTA (1968), A. E. J. ENGELA et al. (1965), A. P. VINOGRADOVA (1962) je znázornený na obr. 27. Pole 1 reprezentuje oceánske alkalické bazalty, pole 2 oceánske tholeiitické bazalty. Podľa spomínaných autorov je pozícia ultrabázických nodúl v bazaltoch na základe pomeru obsahu niklu a chrómu pri obsahu 1600—2000 ppm Ni a 1600—2000 ppm Cr od nich vzdialená. Bod označený KV



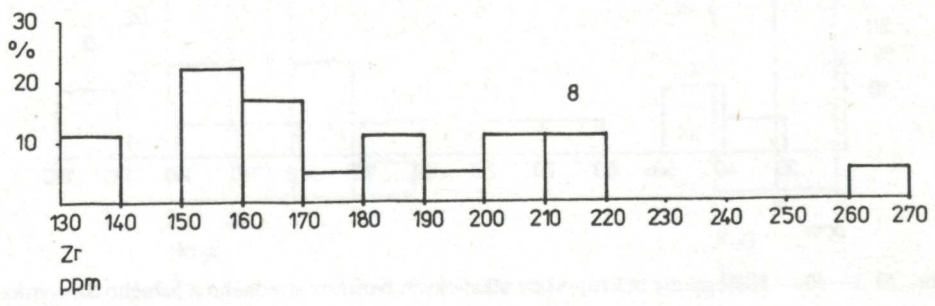
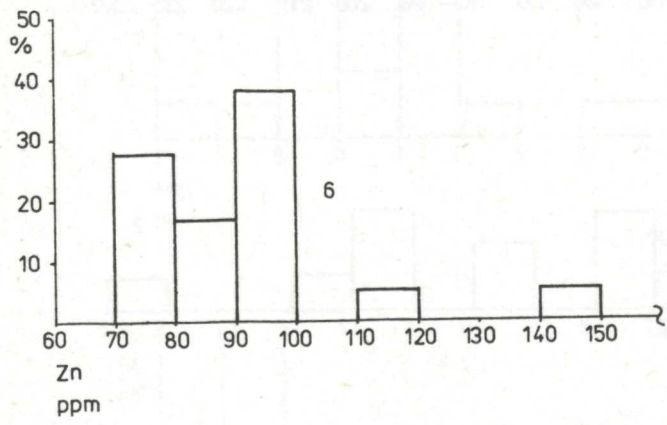
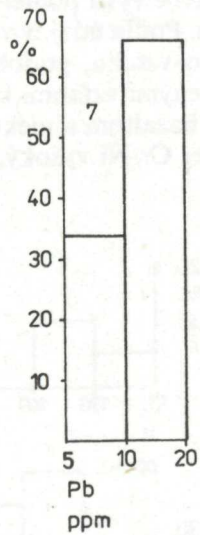
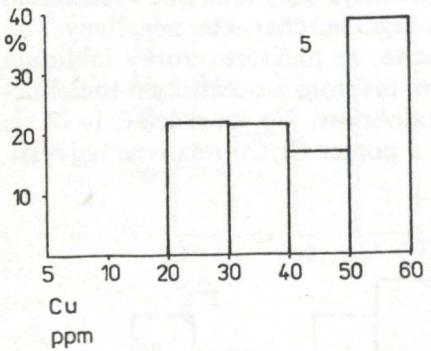
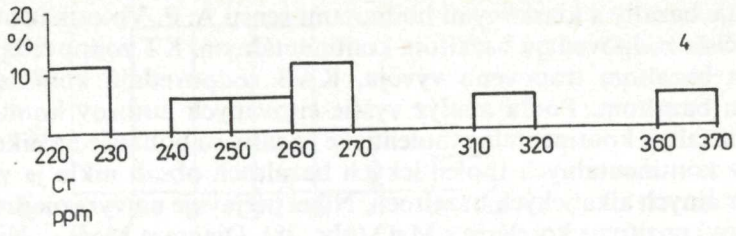
Obr. 29a—j Histogramy makroprvkov alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska.

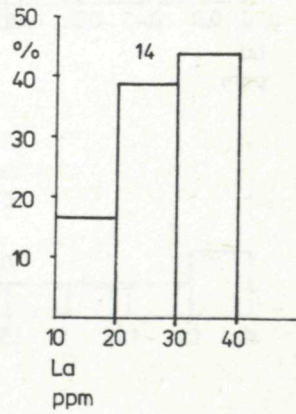
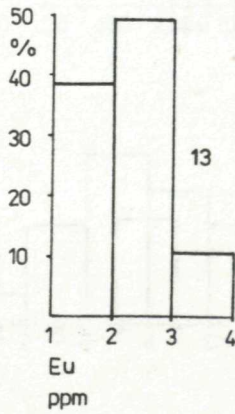
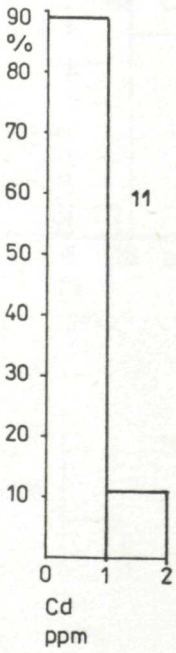
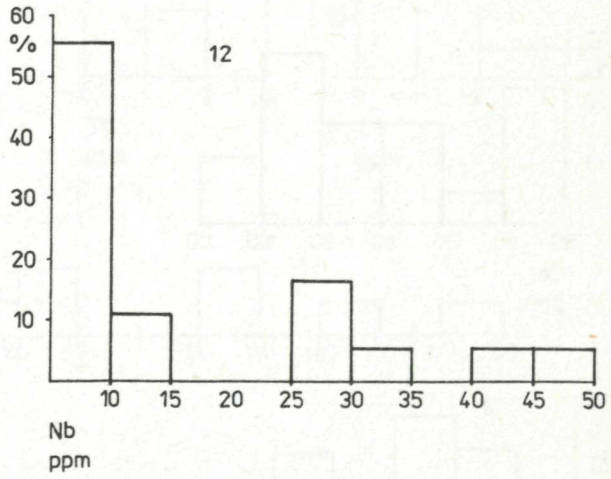
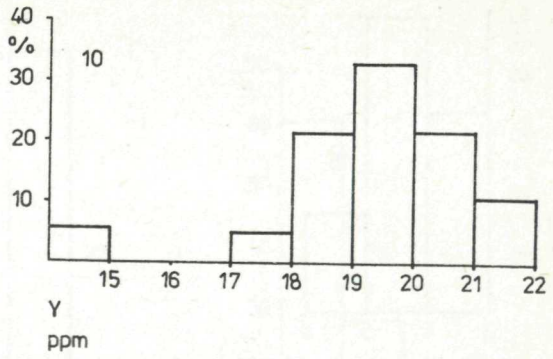
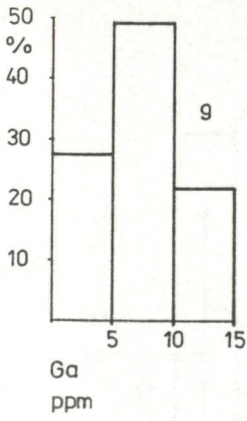


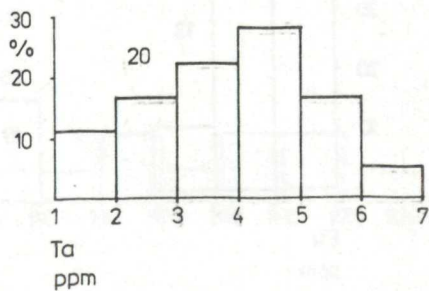
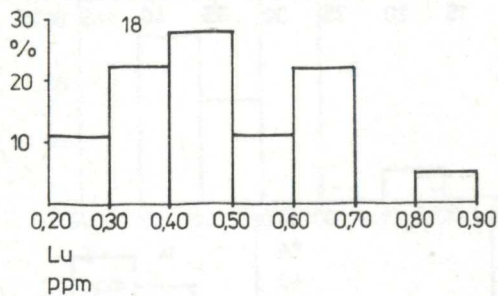
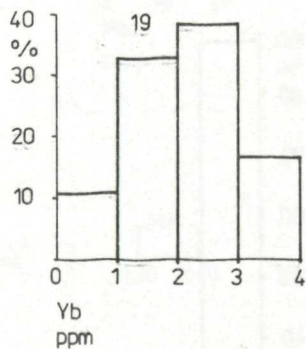
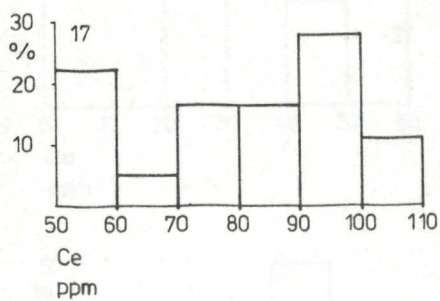
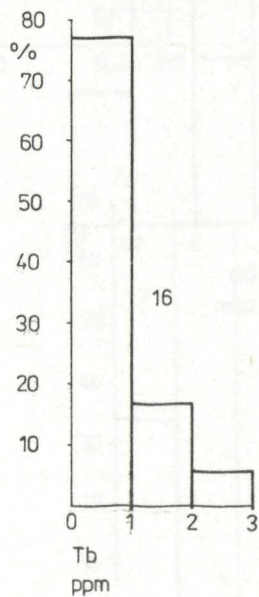
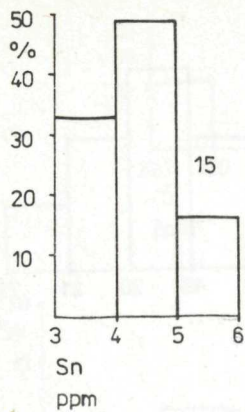
reprezentuje bazalty s klarkovými hodnotami sensu A. P. VINOGRADOV (1962). Body bez čísla zodpovedajú bazaltom kontinentálnym, KT zodpovedajú kontinentálnym bazaltom trapového vývoja, KAB zodpovedajú kontinentálnym alkalickým bazaltom. Podľa analýz vyššie citovaných autorov kontinentálne alkalické bazalty i kontinentálne tholeiitické bazalty sú bohatšie na nikel ako na chróm a v kontinentálnych tholeiitických bazaltoch obsah niklu je vyšší ako v kontinentálnych alkalických bazaltoch. Nikel prejavuje najvýraznejšie (z hlavných prvkov) pozitívne korelácie s MgO (obr. 28). Diagram MgO — Ni ukazuje relatívne vyšší podiel MgO vo vzorkách, ktoré majú vždy relatívne vyšší obsah niklu. Podľa údajov v tab. 2 korelácia niklu s MgO má charakter negatívny. I na tomto vzťahu, podobne ako na obr. 27, vidno, že niektoré vzorky inklinujú uvedenými vzťahmi k oceánskym alkalickým, niektoré k oceánskym tholeiitickým bazaltom a niektoré sú mimo týchto podobností. Vo vzorkách č. 1—20 je pomer Cr/Ni vysoký, pomer Ni/Co vysoký a pomer Cr/Co relatívne najvyšší.

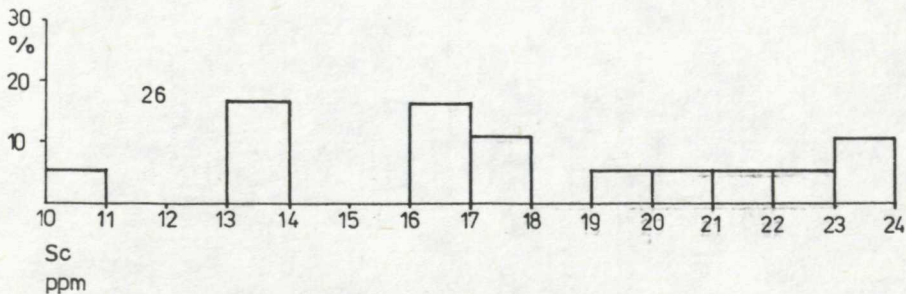
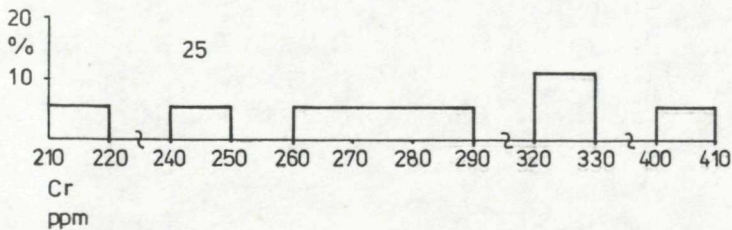
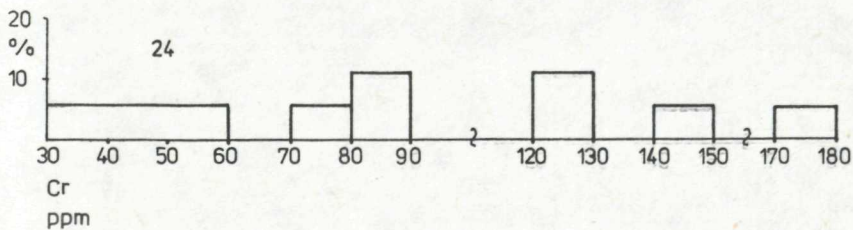
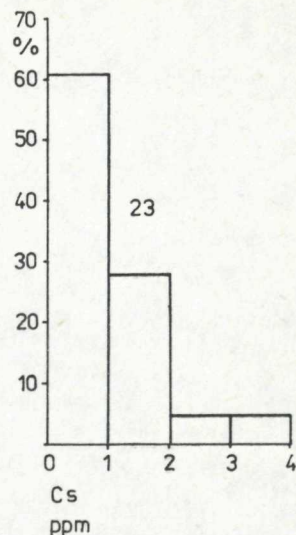
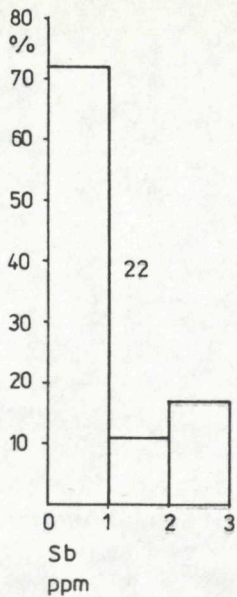
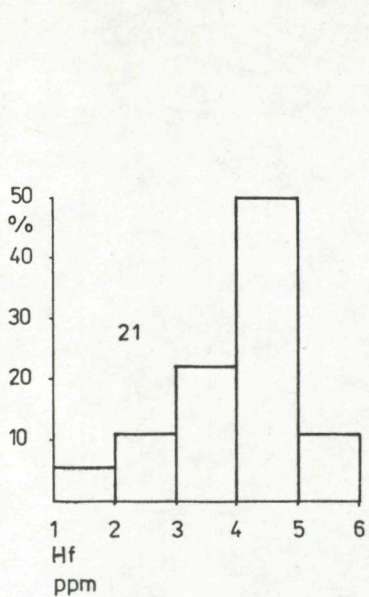


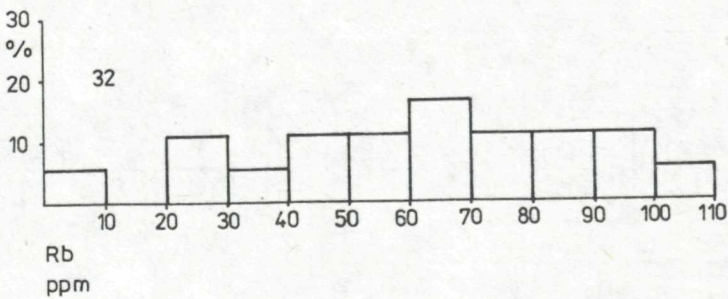
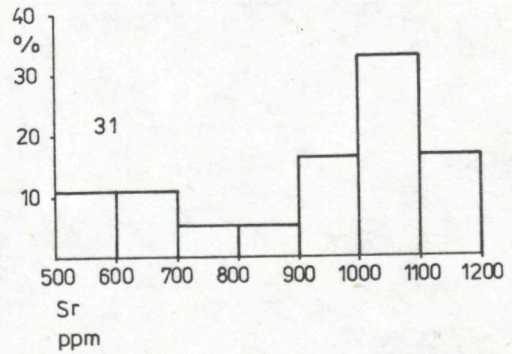
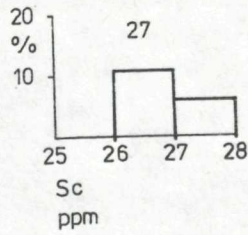
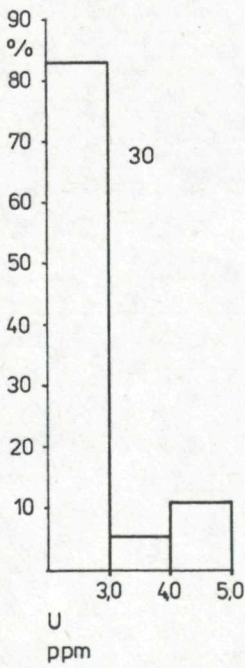
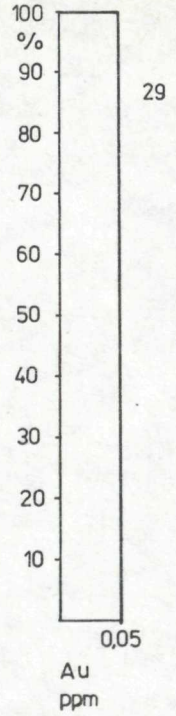
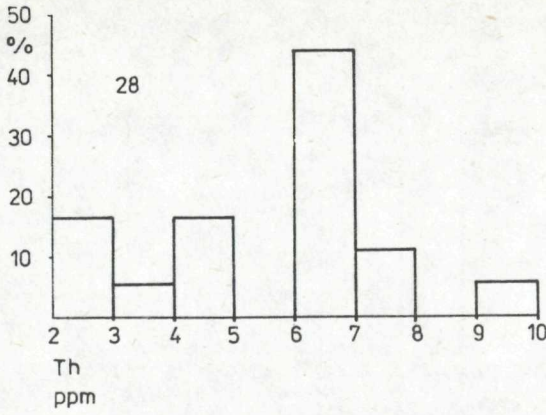
Obr. 30 1—40 — Histogramy mikroprvkov alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska.

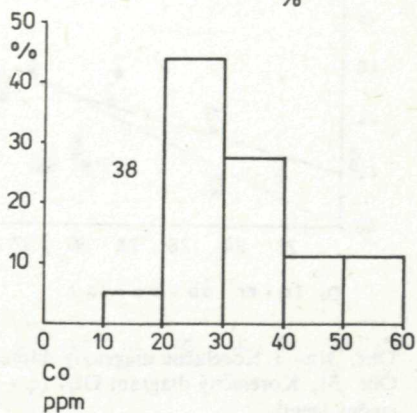
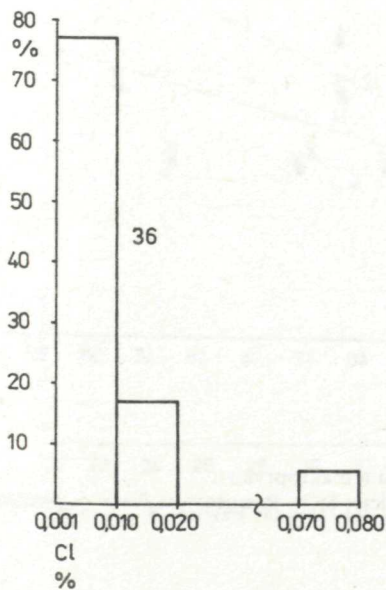
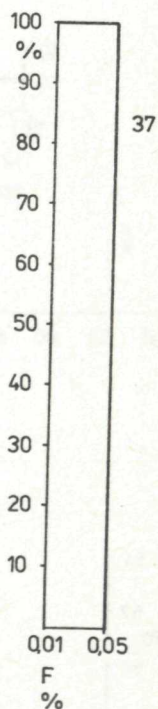
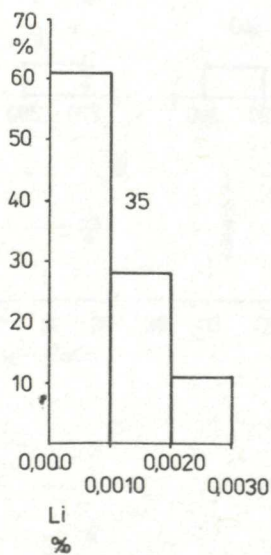
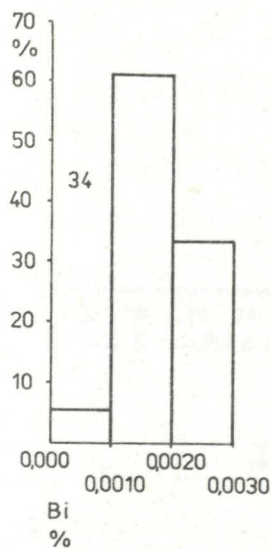
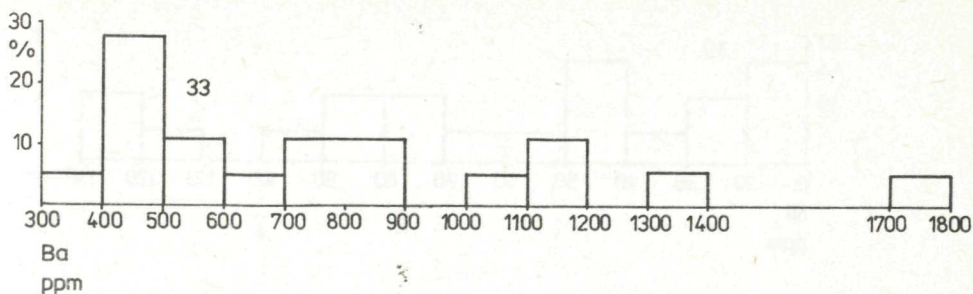


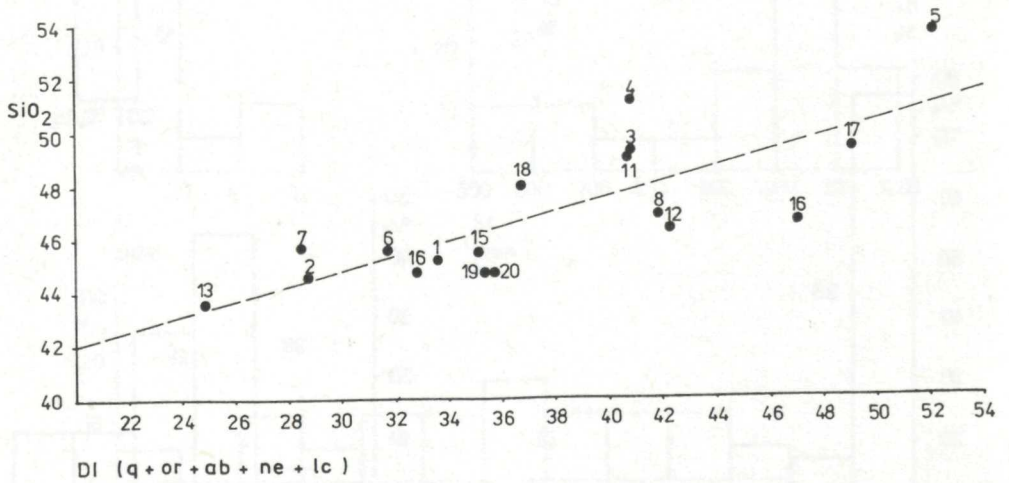
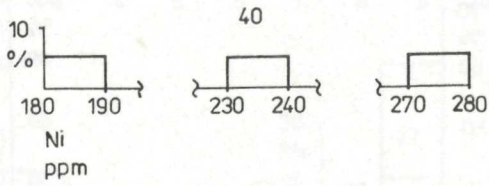
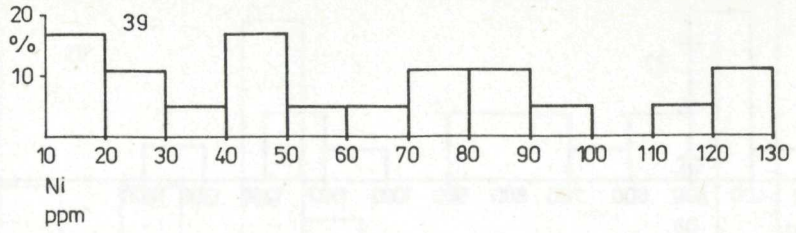






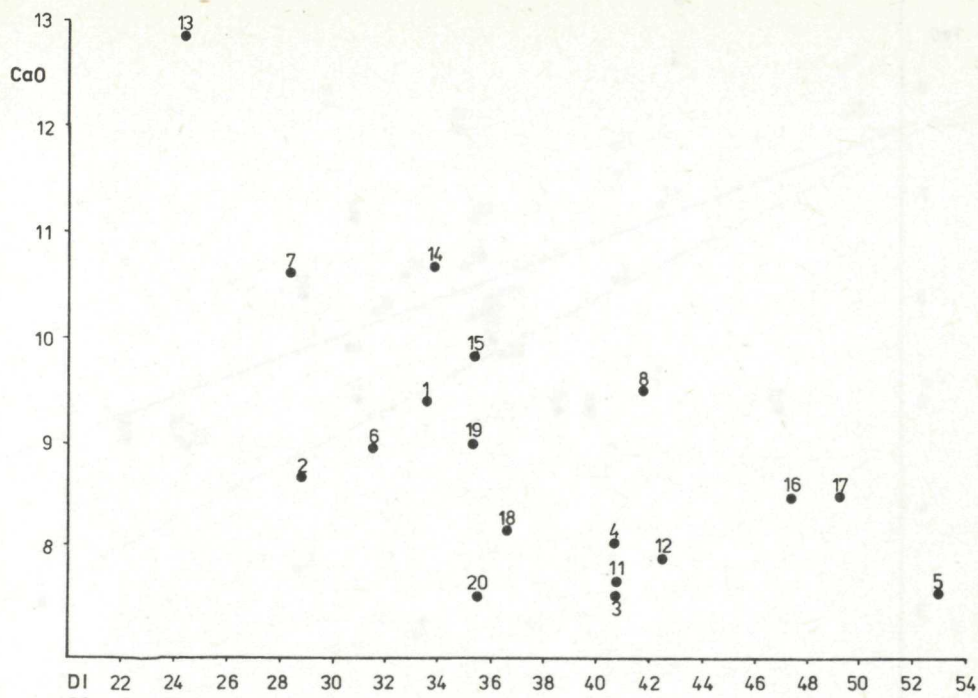




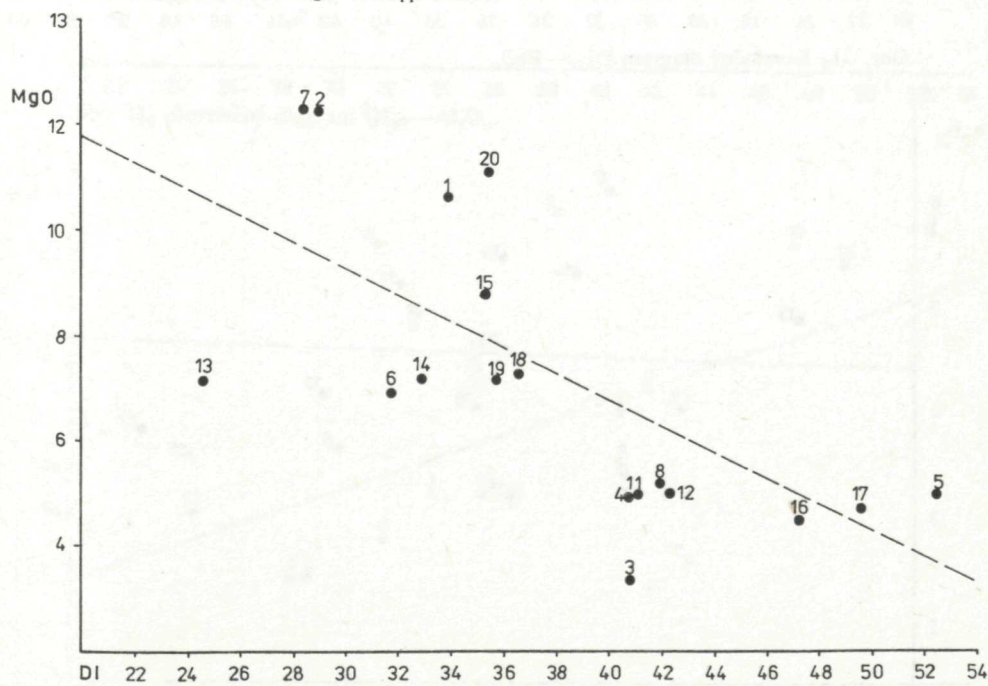


Obr. 31a—i Korelačné diagramy diferenciálneho indexu a makroprvkov.

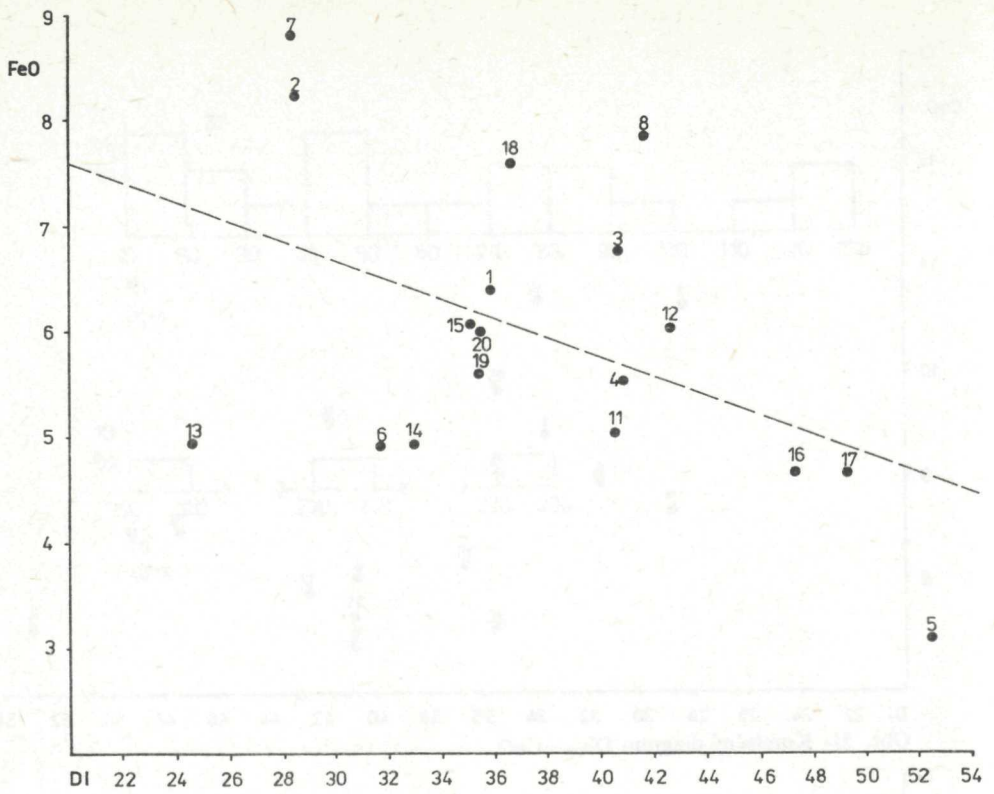
Obr. 31, Korelačný diagram DI_{TT} (q + or + ab + ne + lc)—SiO₂. Prerušovaná čiara — diferenciálny trend.



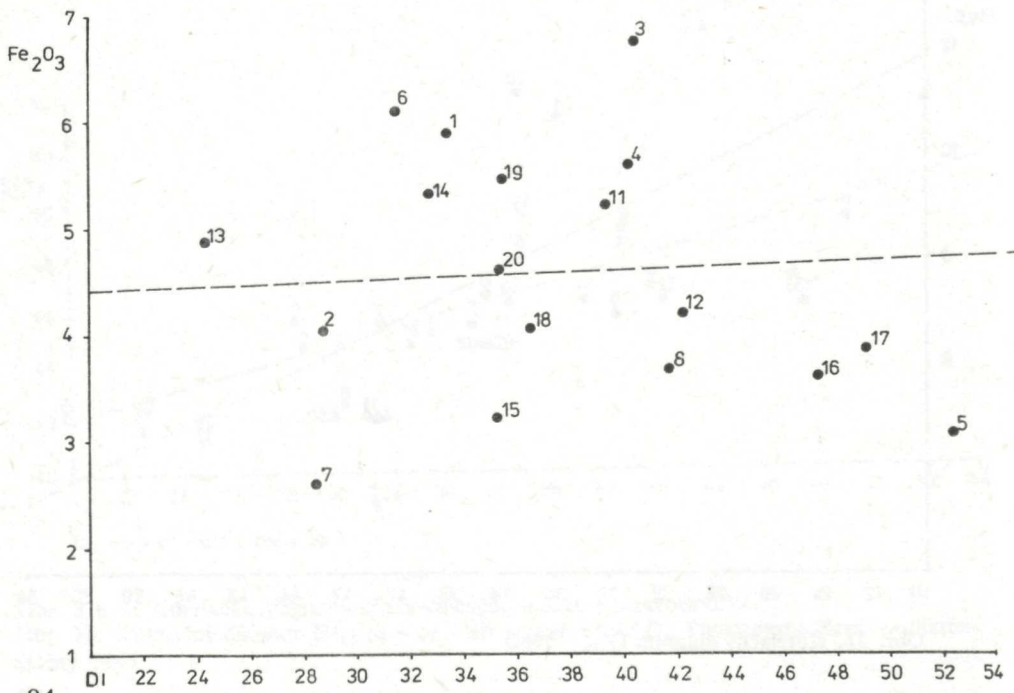
Obr. 31₂ Korelačný diagram DI_{TT}—CaO.



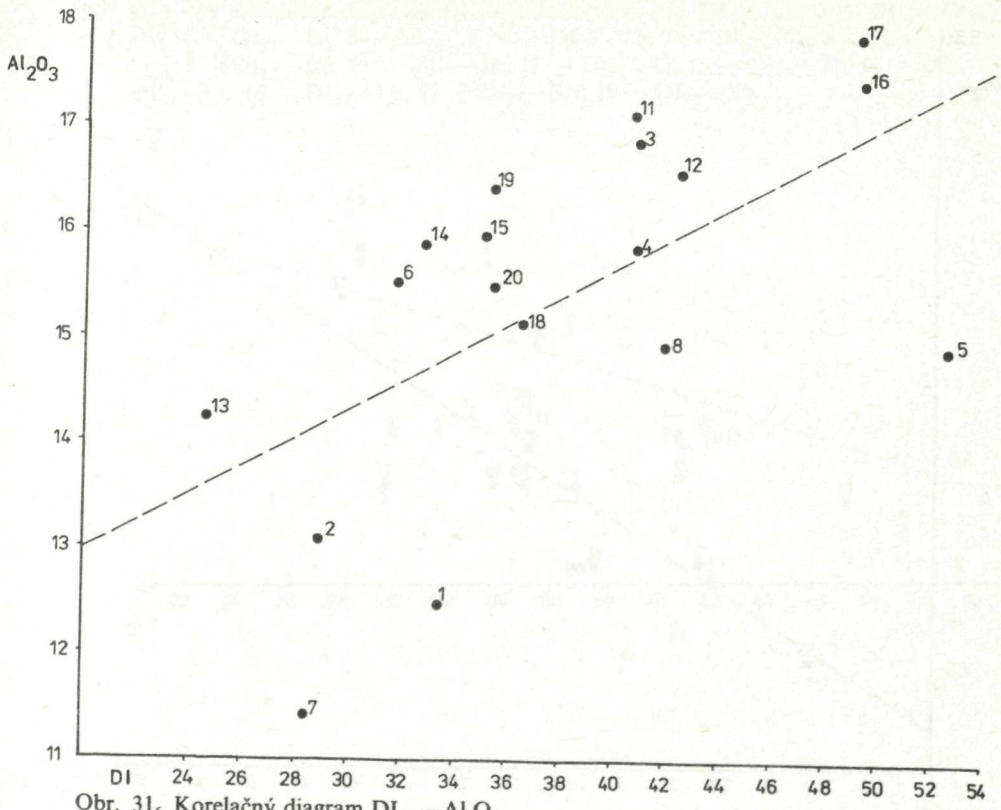
Obr. 31₃ Korelačný diagram DI_{TT}—MgO.



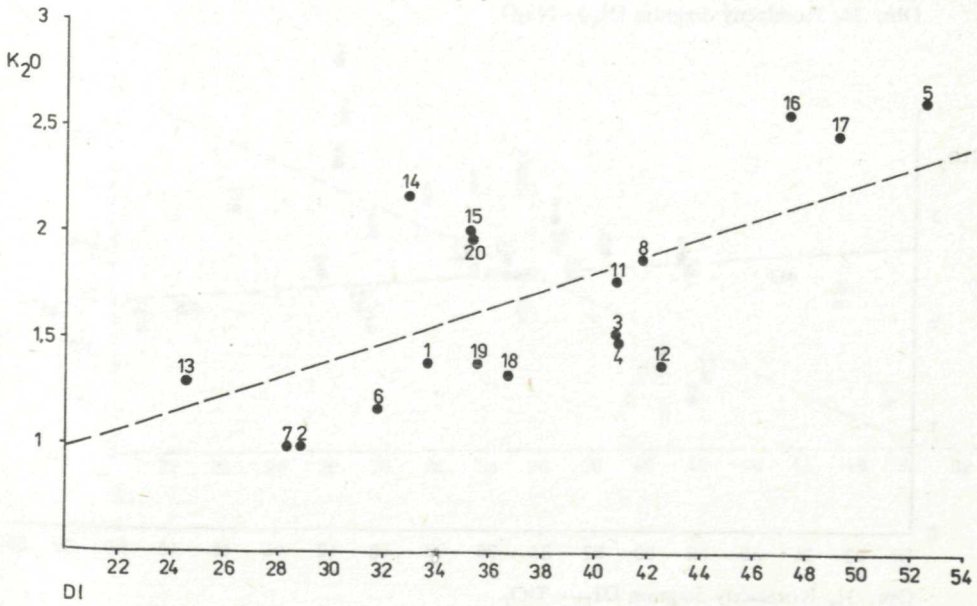
Obr. 31₄ Korelačný diagram DI_{TT} — FeO .



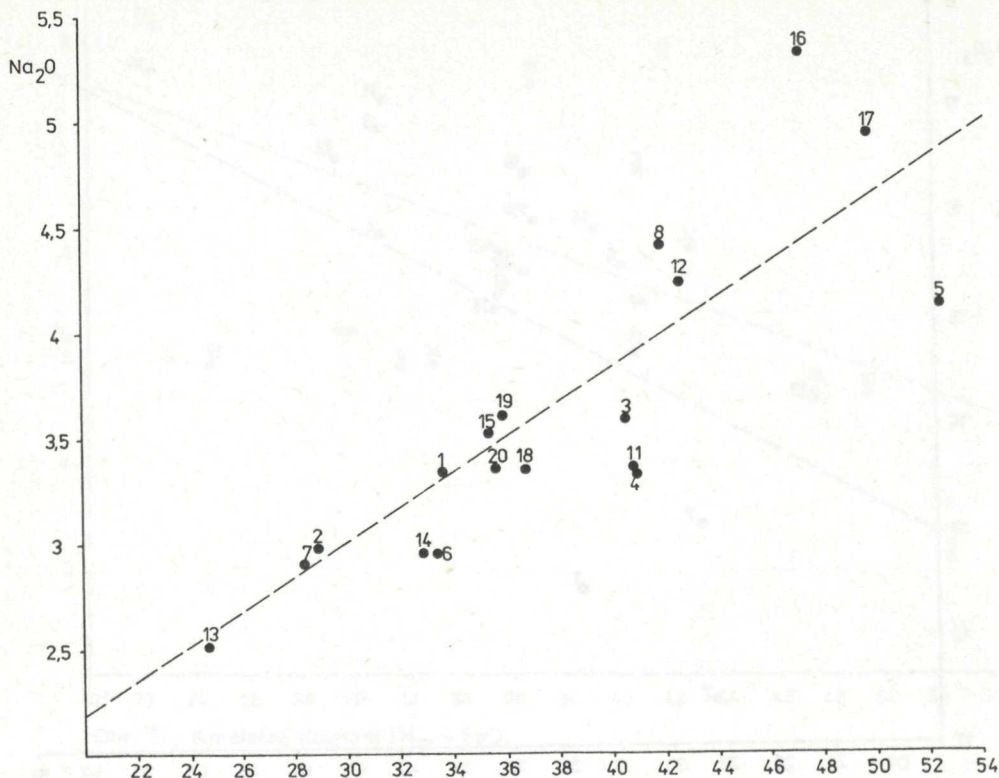
84 Obr. 31₅ Korelačný diagram DI_{TT} — Fe_2O_3 .



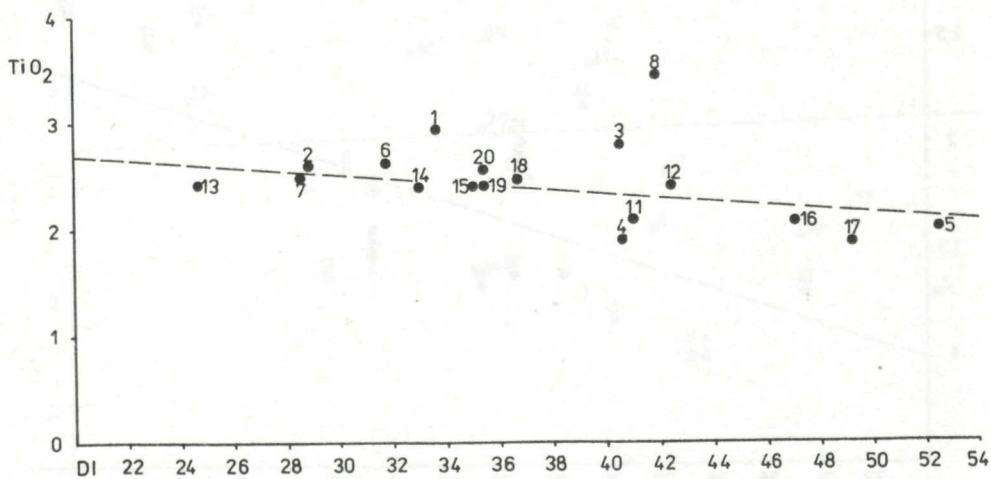
Obr. 31₆ Korelačný diagram $DI_{TT}-Al_2O_3$.



Obr. 31₈ Korelačný diagram $DI_{TT}-K_2O$.

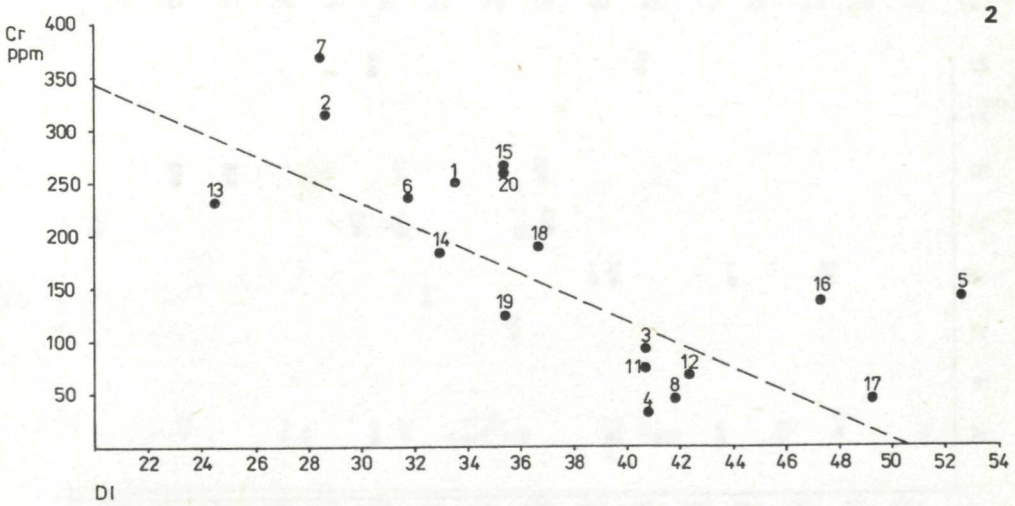
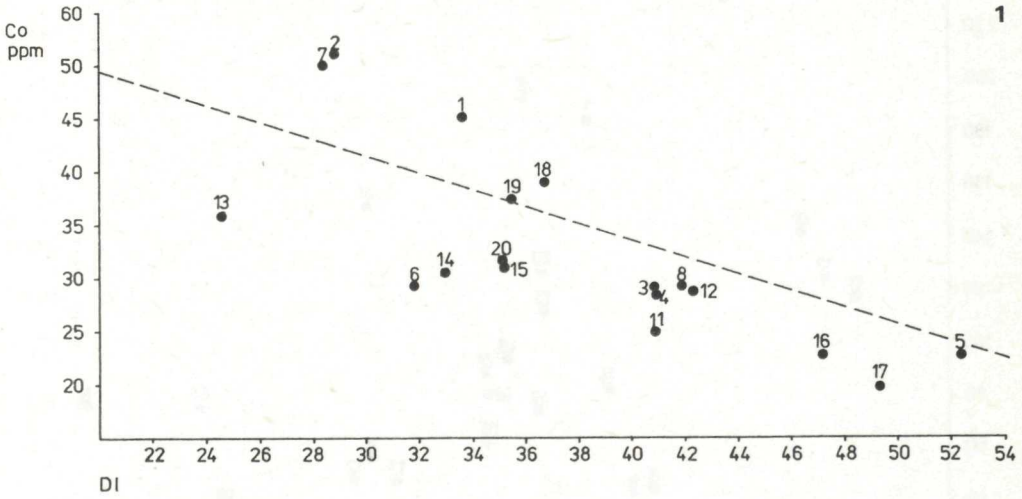


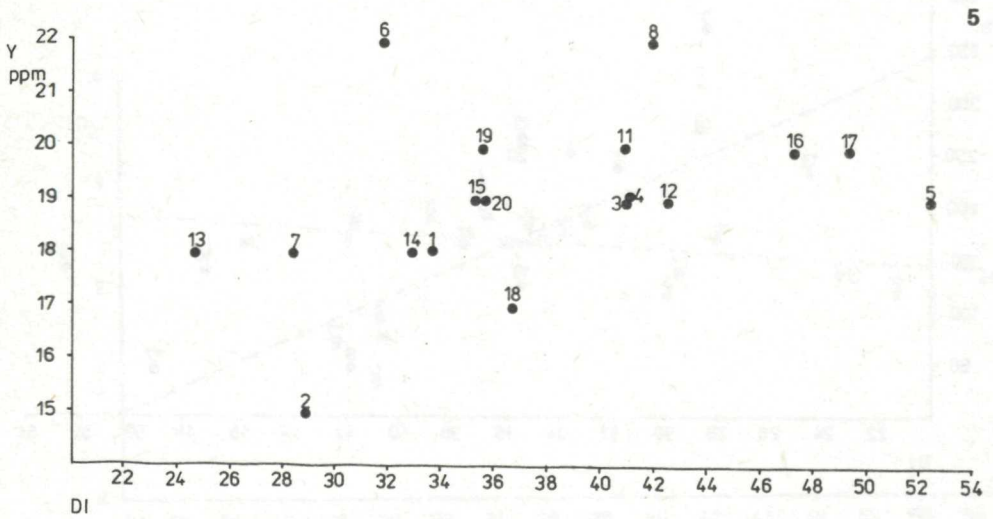
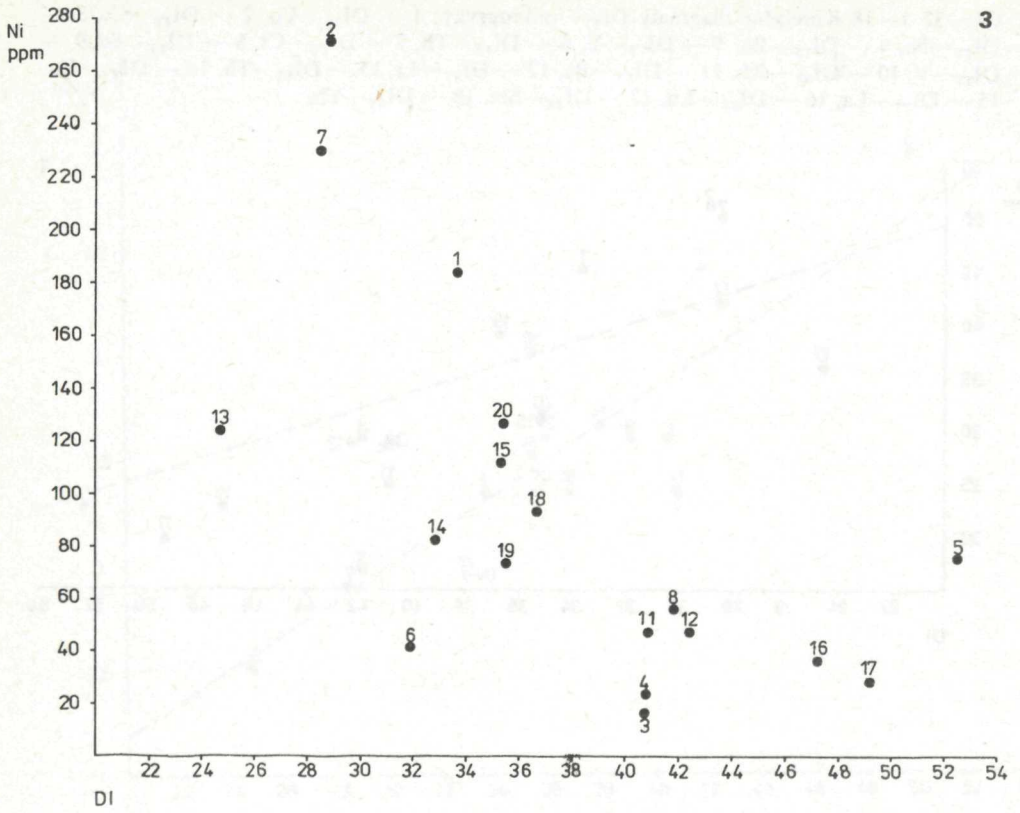
Obr. 31, Korelačný diagram $DI_{TT}-Na_2O$.

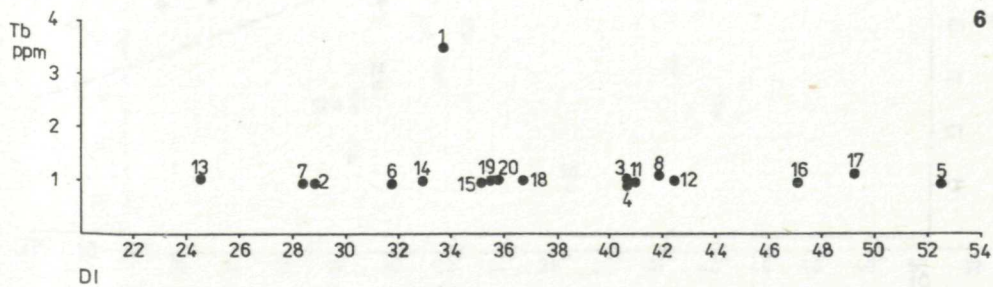
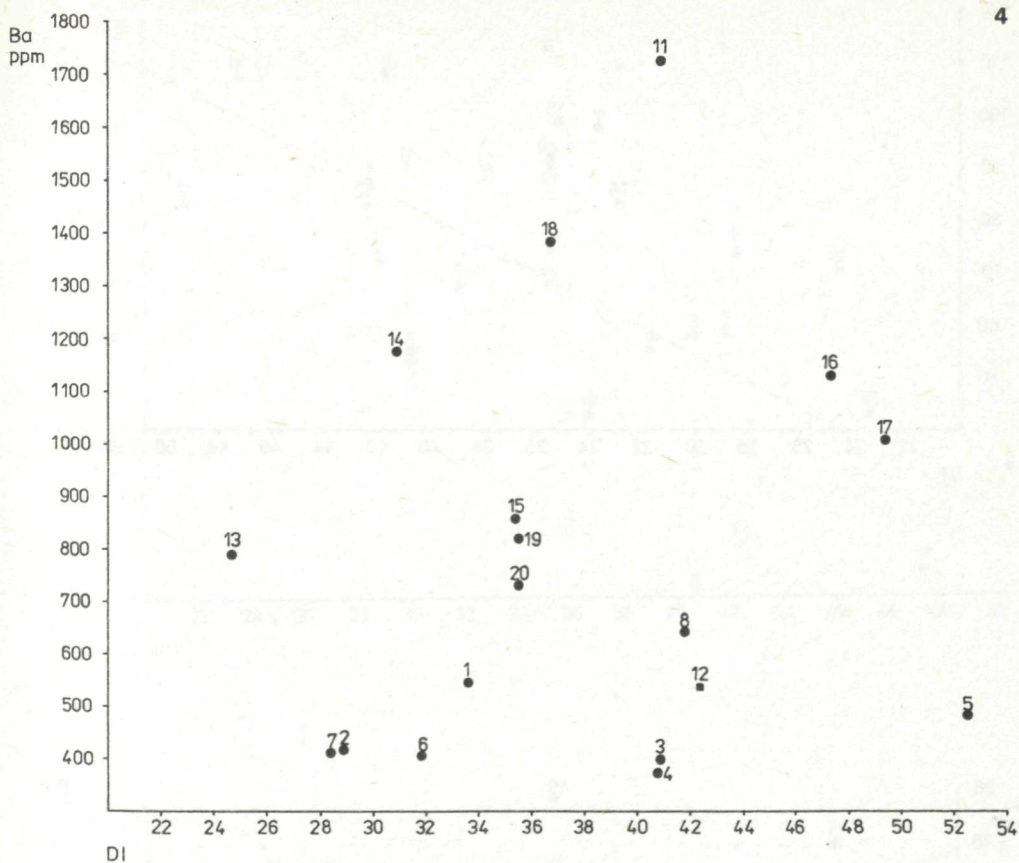


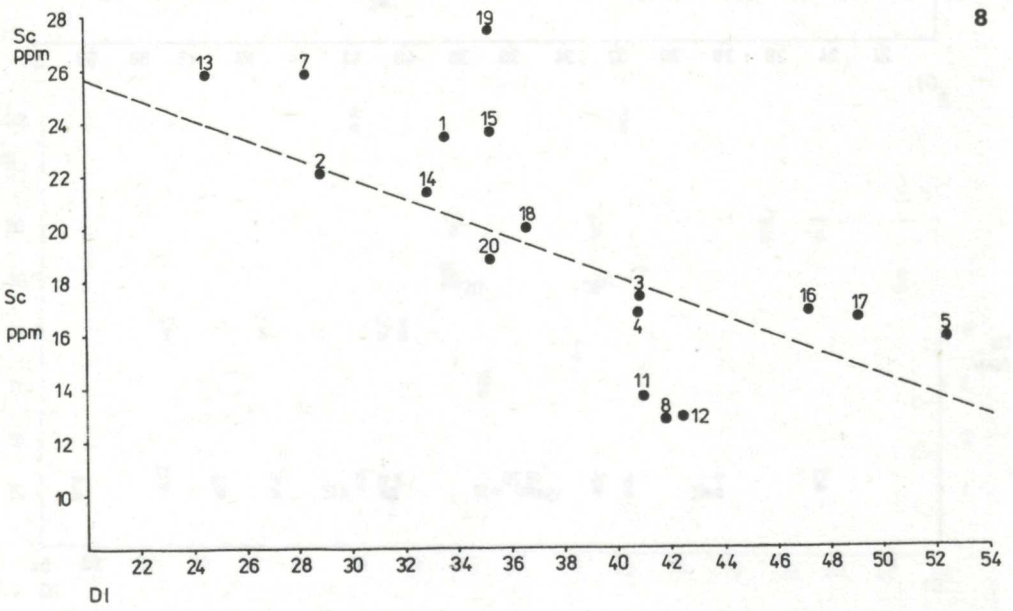
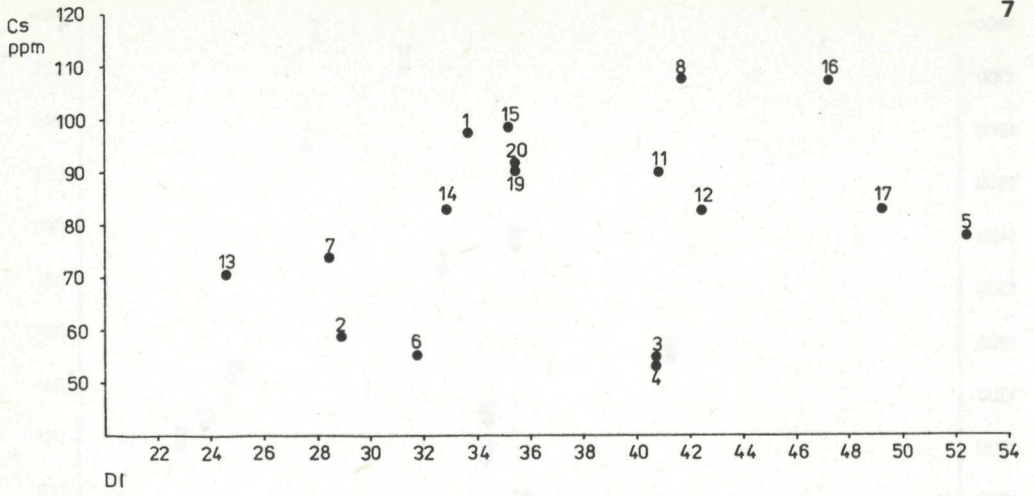
Obr. 31, Korelačný diagram $DI_{TT}-TiO_2$.

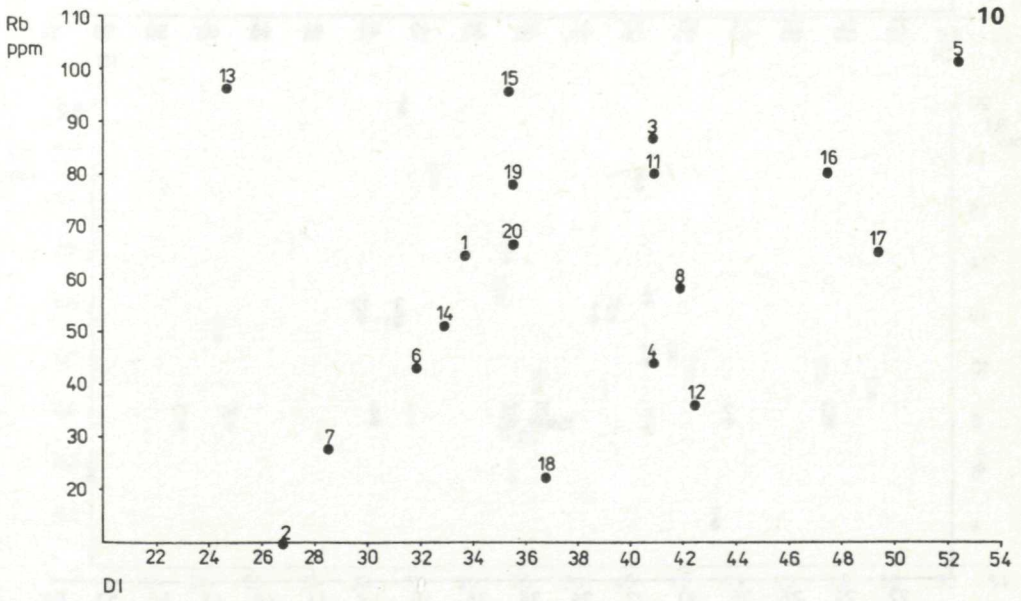
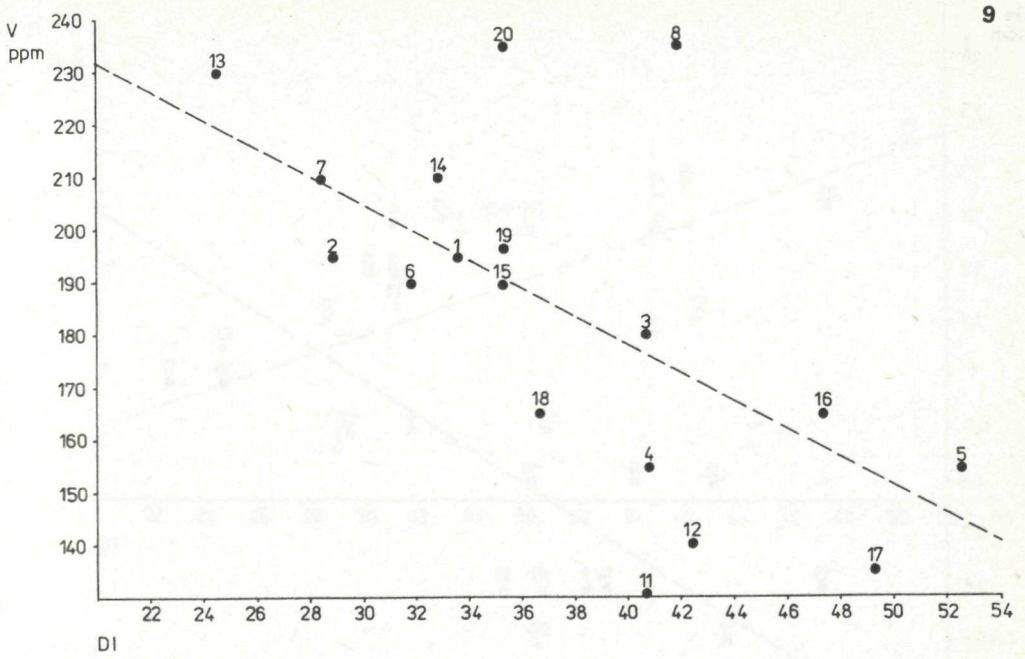
Obr. 32 1—18 Korelačné diagramy DI_{TT} —mikroprvky: 1 — DI_{TT} —Co, 2 — DI_{TT} —Cr, 3 — DI_{TT} —Ni, 4 — DI_{TT} —Ba, 5 — DI_{TT} —Y, 6 — DI_{TT} —Tb, 7 — DI_{TT} —Cs, 8 — DI_{TT} —Sc, 9 — DI_{TT} —V, 10 — DI_{TT} —Rb, 11 — DI_{TT} —Be, 12 — DI_{TT} —Li, 13 — DI_{TT} —Th, 14 — DI_{TT} —Eu, 15 — DI_{TT} —La, 16 — DI_{TT} —Lu, 17 — DI_{TT} —Sm, 18 — DI_{TT} —Yb.

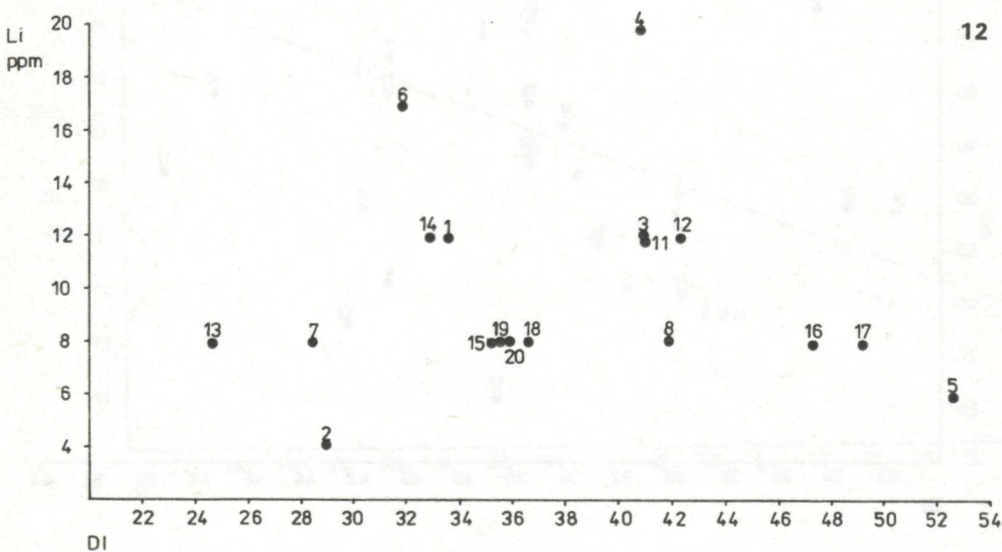
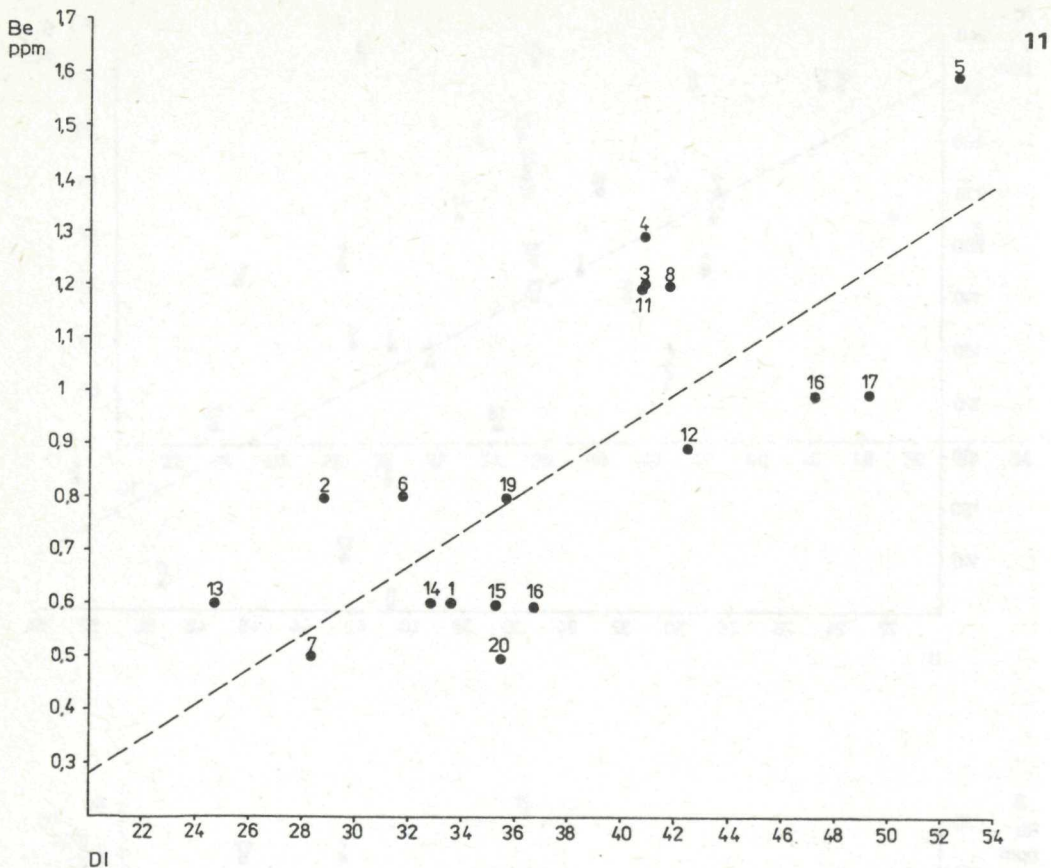


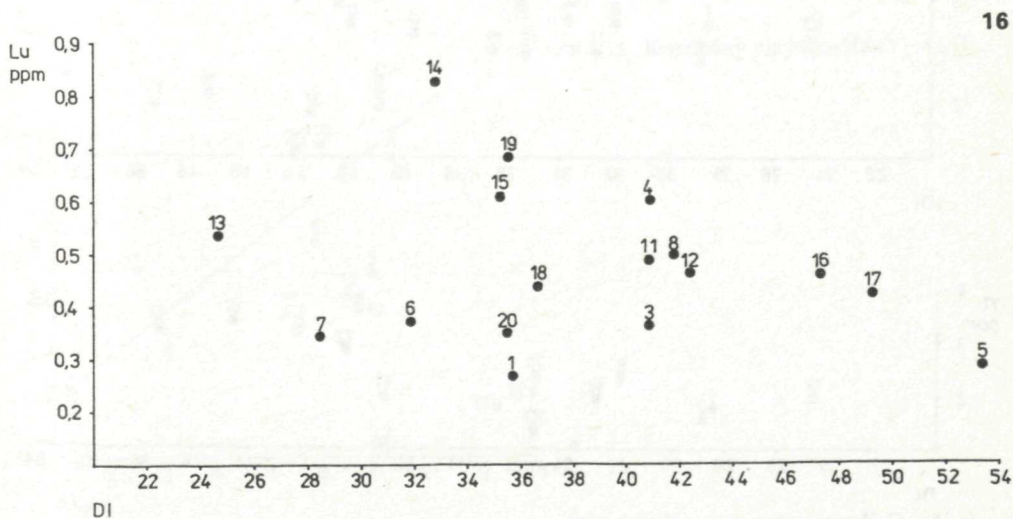
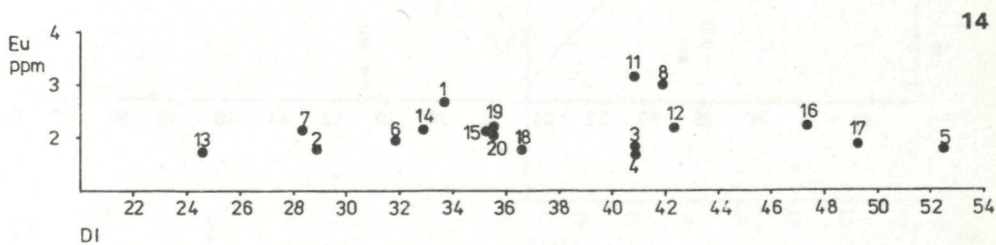
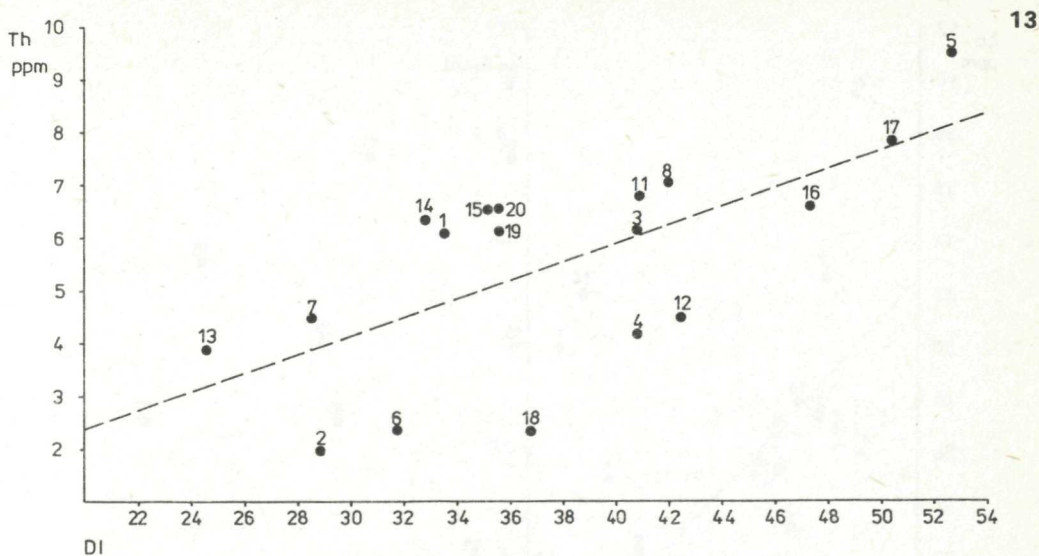


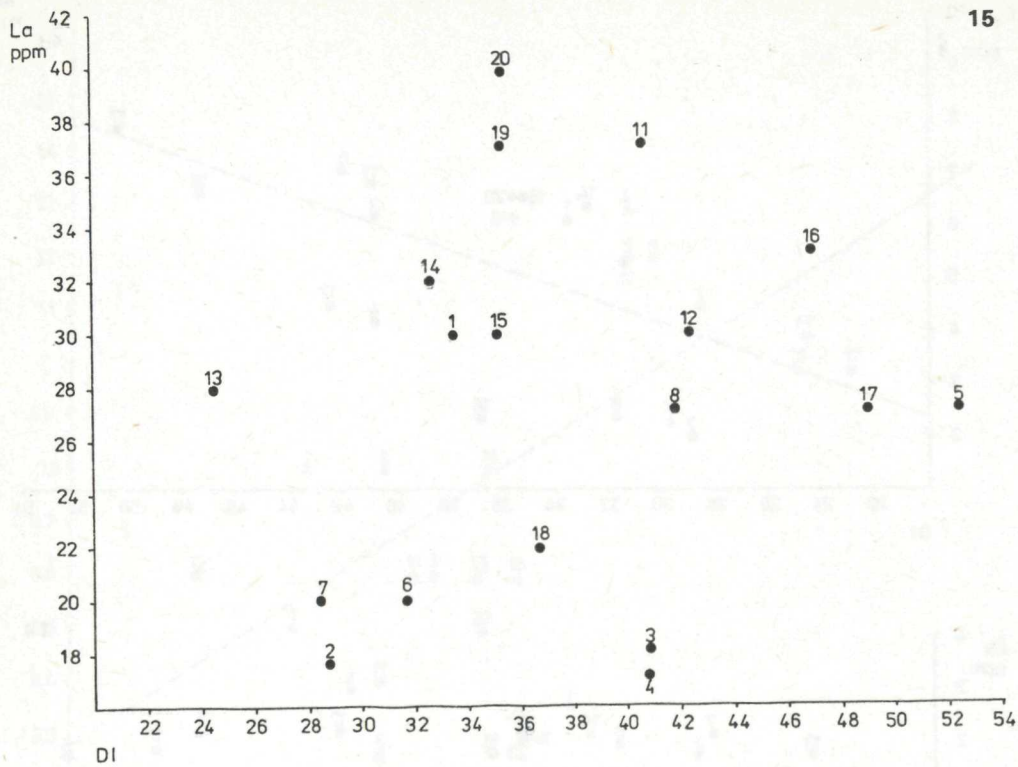




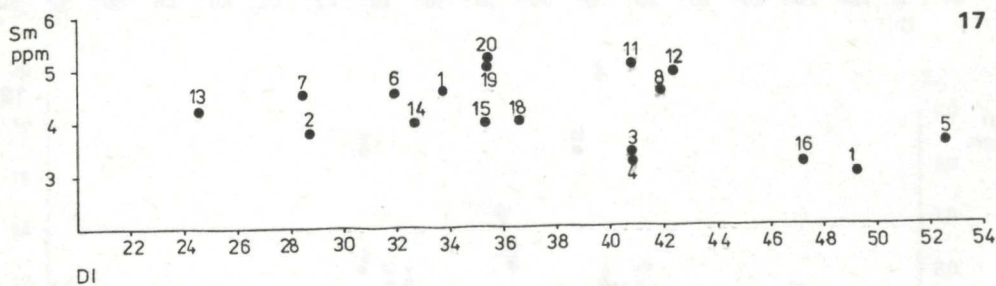




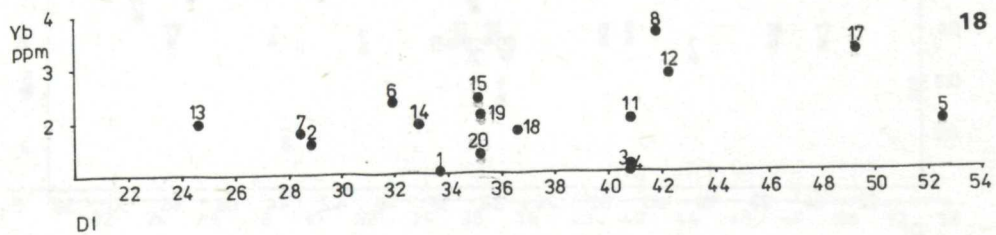




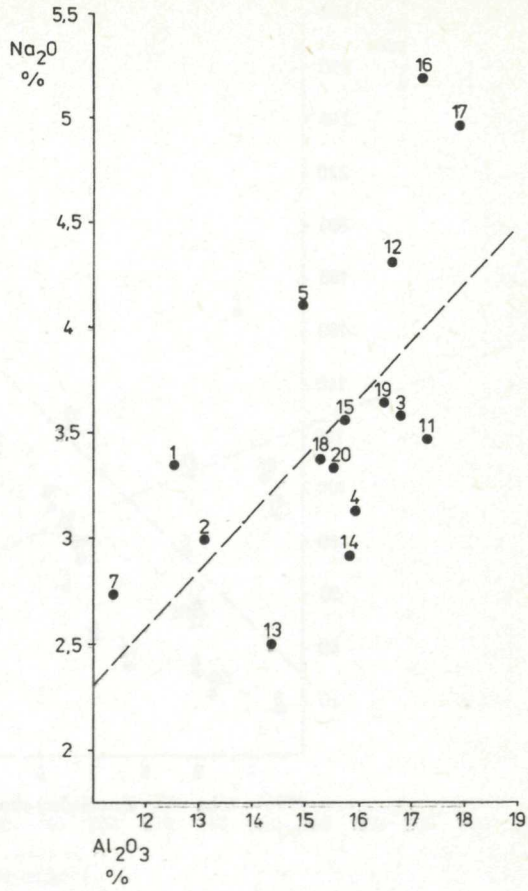
15



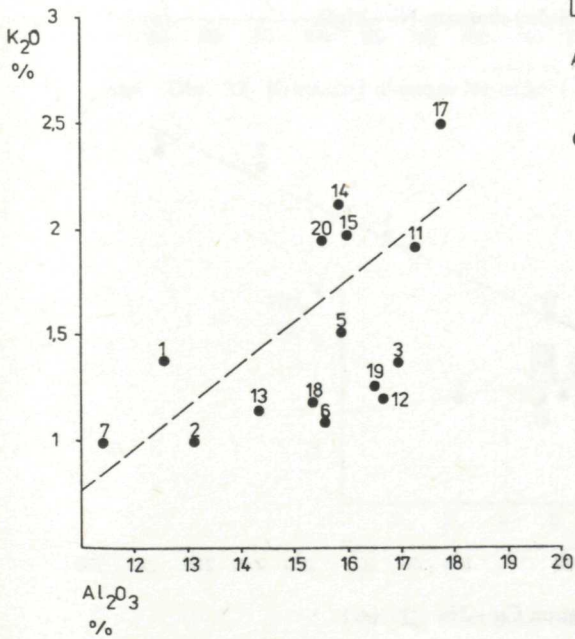
17



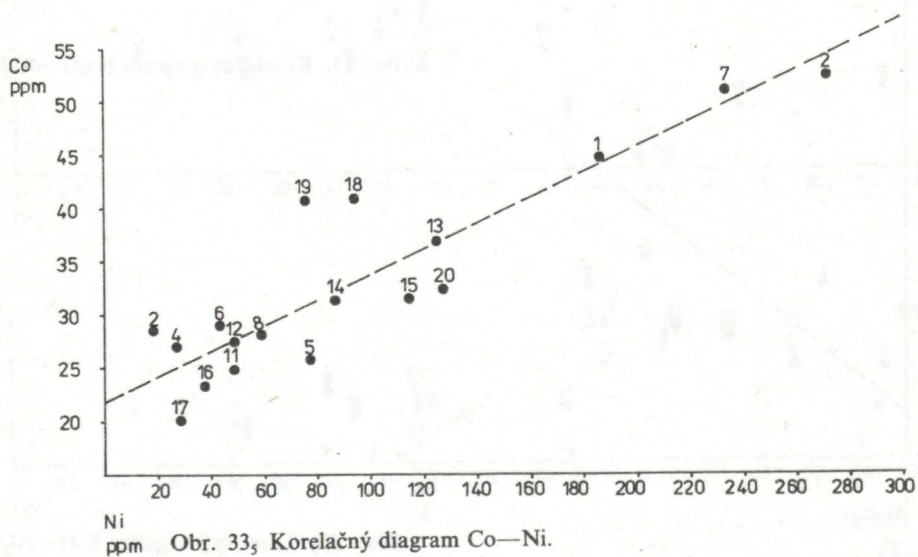
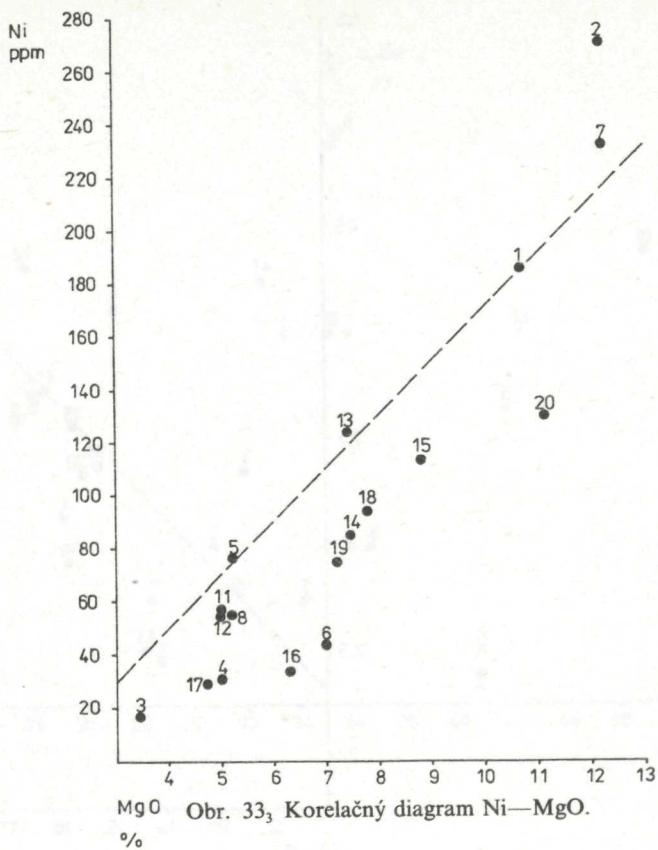
18

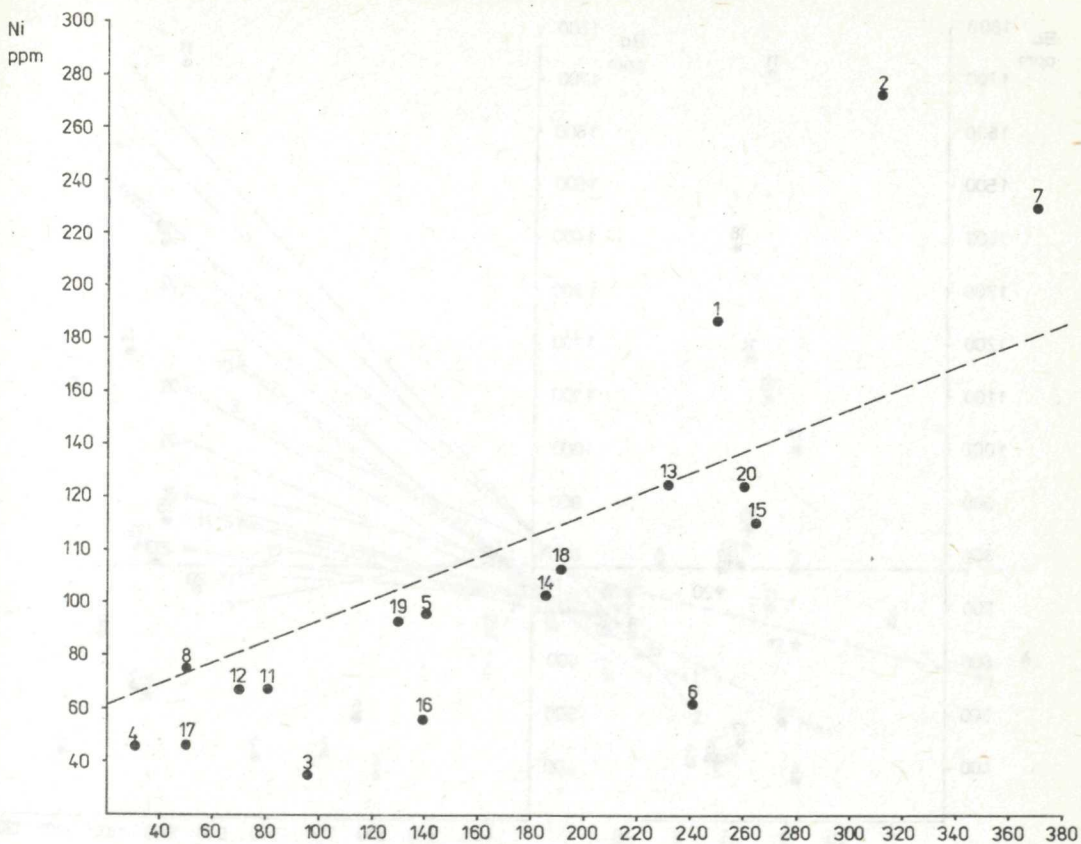


Obr. 33₁ Korelačný diagram Na_2O — Al_2O_3 .

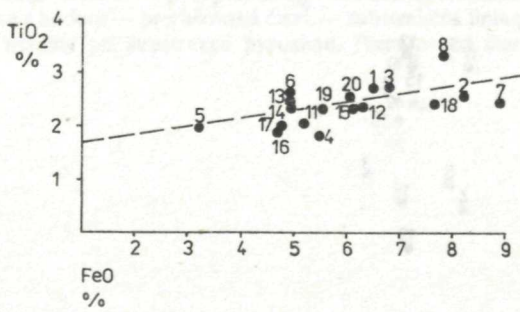


Obr. 33₂ Korelačný diagram K_2O — Al_2O_3 .

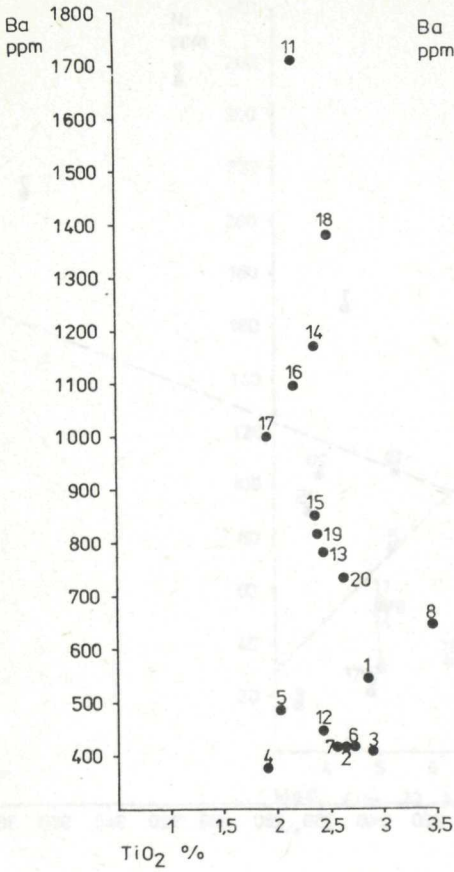




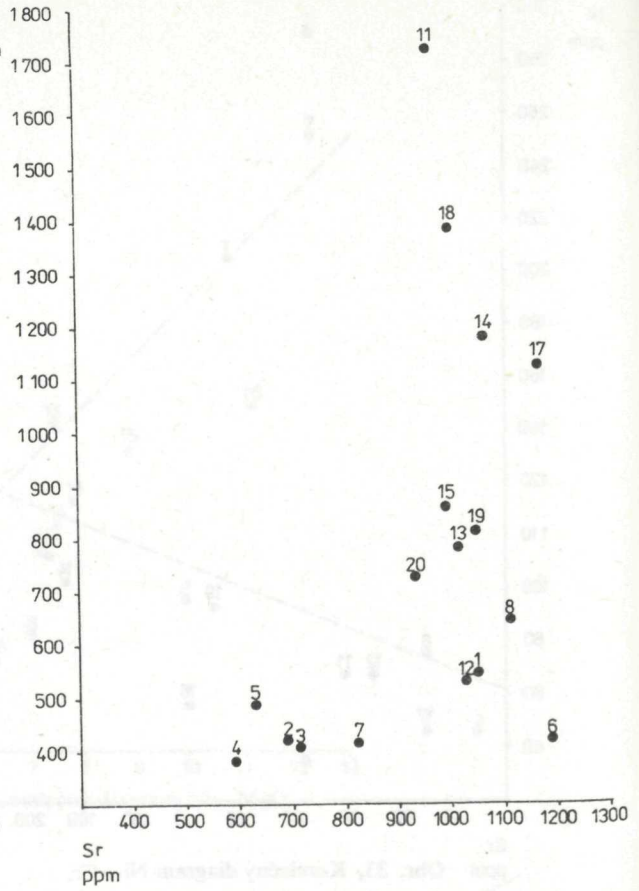
Obr. 33₄ Korelačný diagram Ni—Cr.



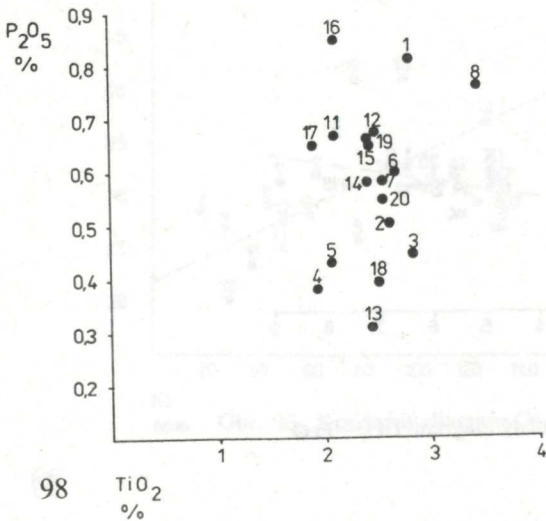
Obr. 33₆ Korelačný diagram TiO₂—FeO.



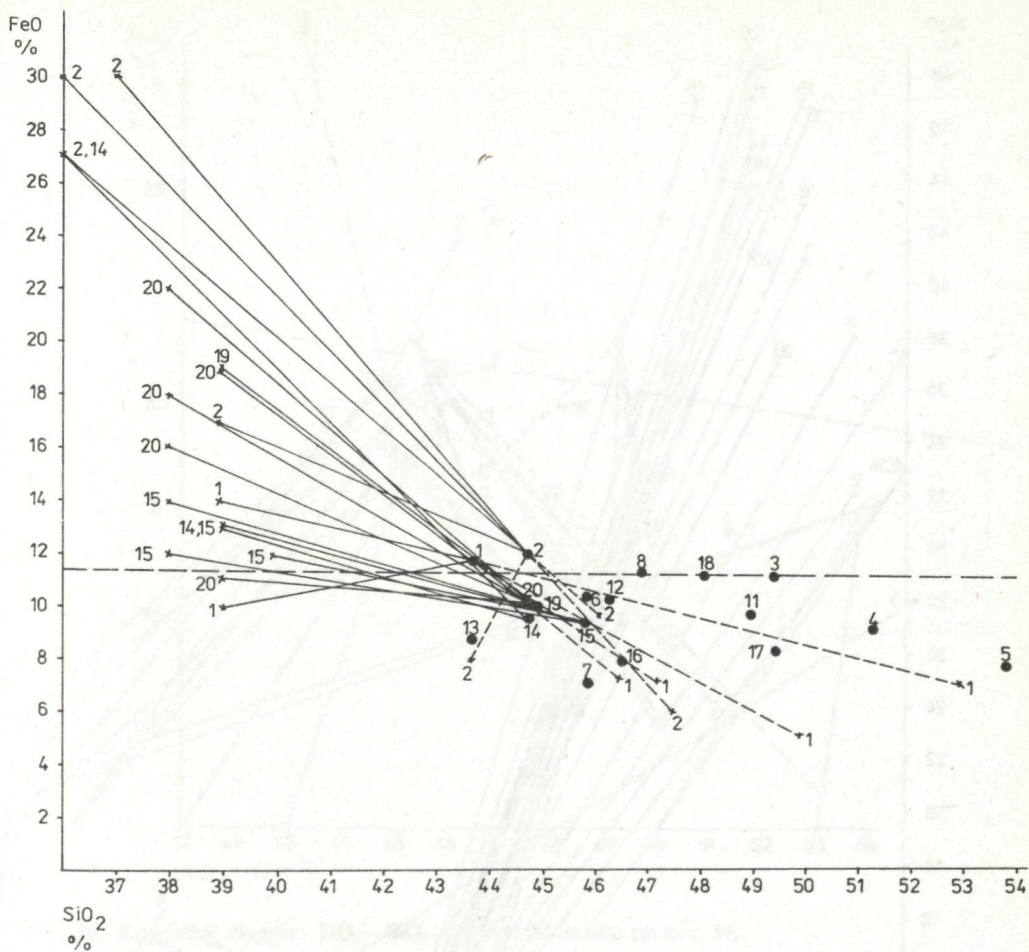
Obr. 337 Korelačný diagram Ba—TiO₂.



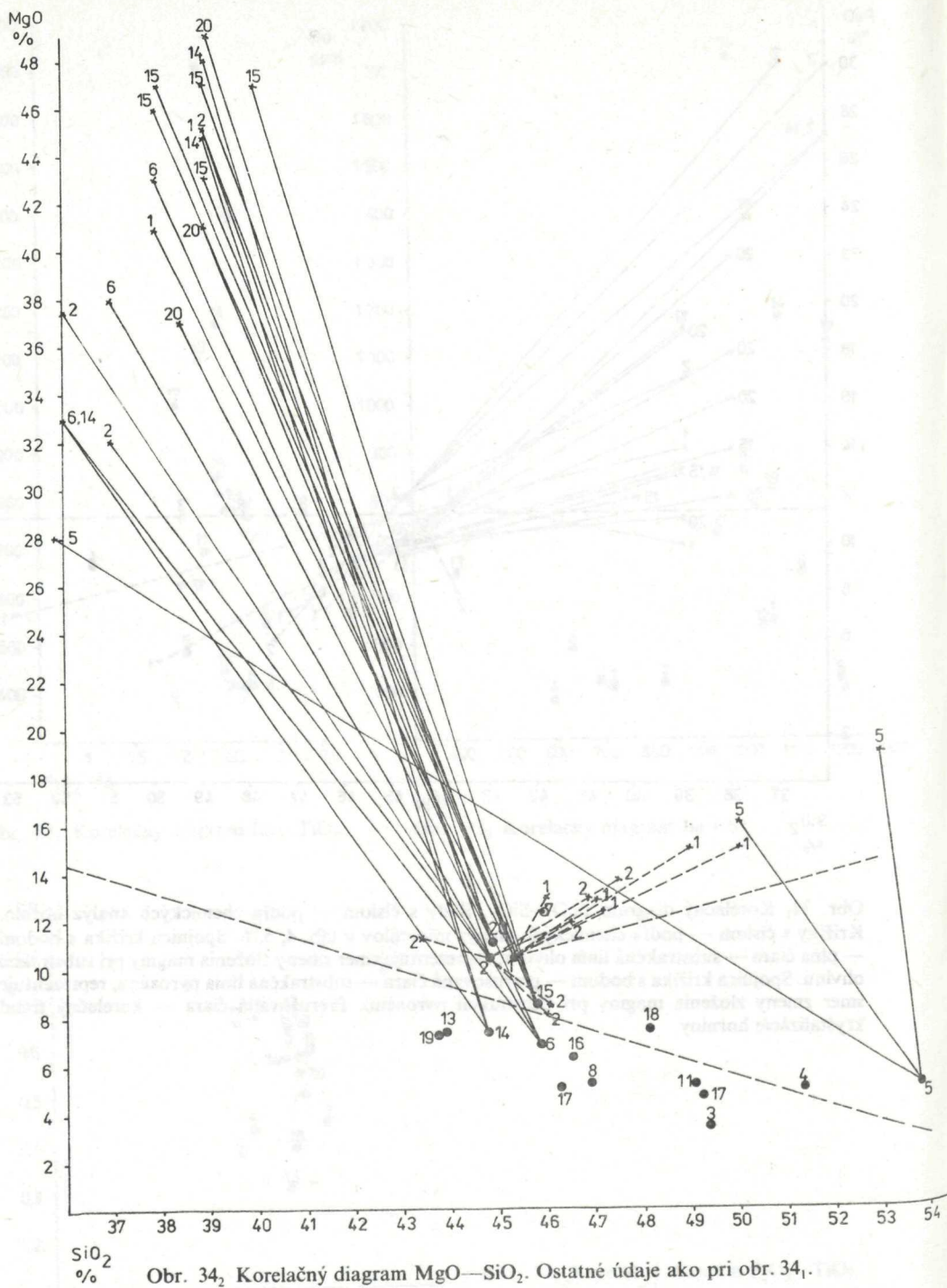
Obr. 338 Korelačný diagram Ba—Sr.



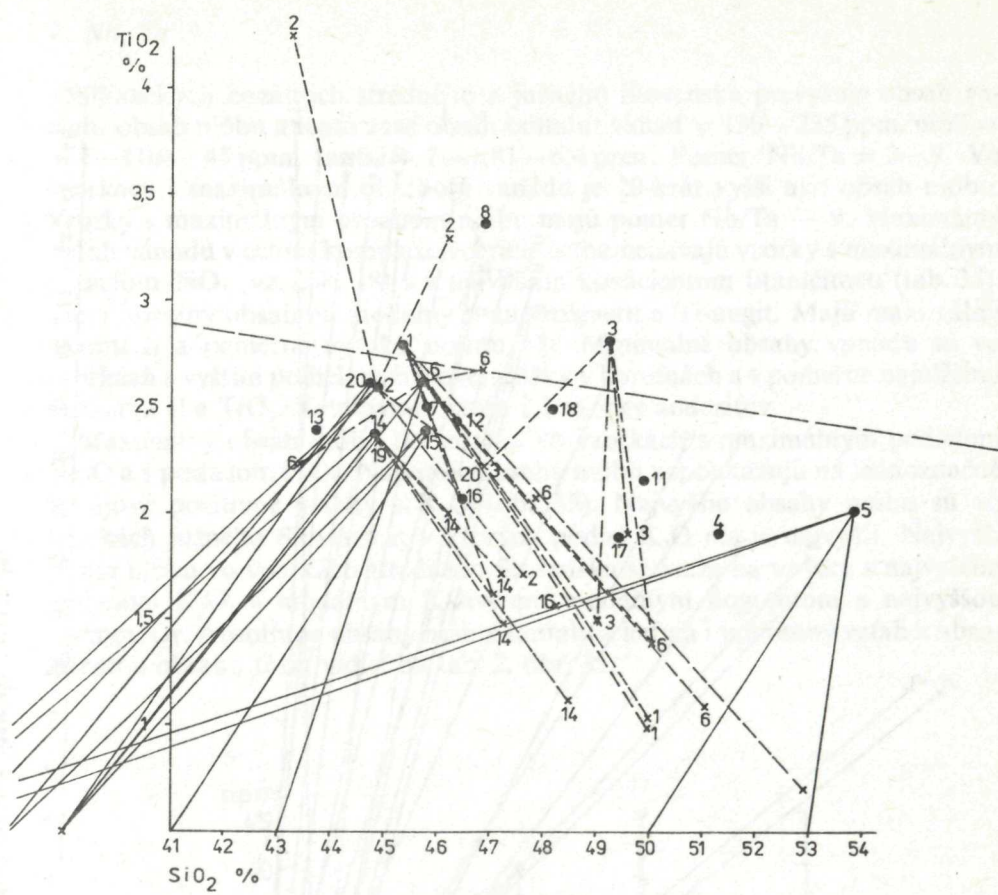
Obr. 339 Korelačný diagram P₂O₅—TiO₂.



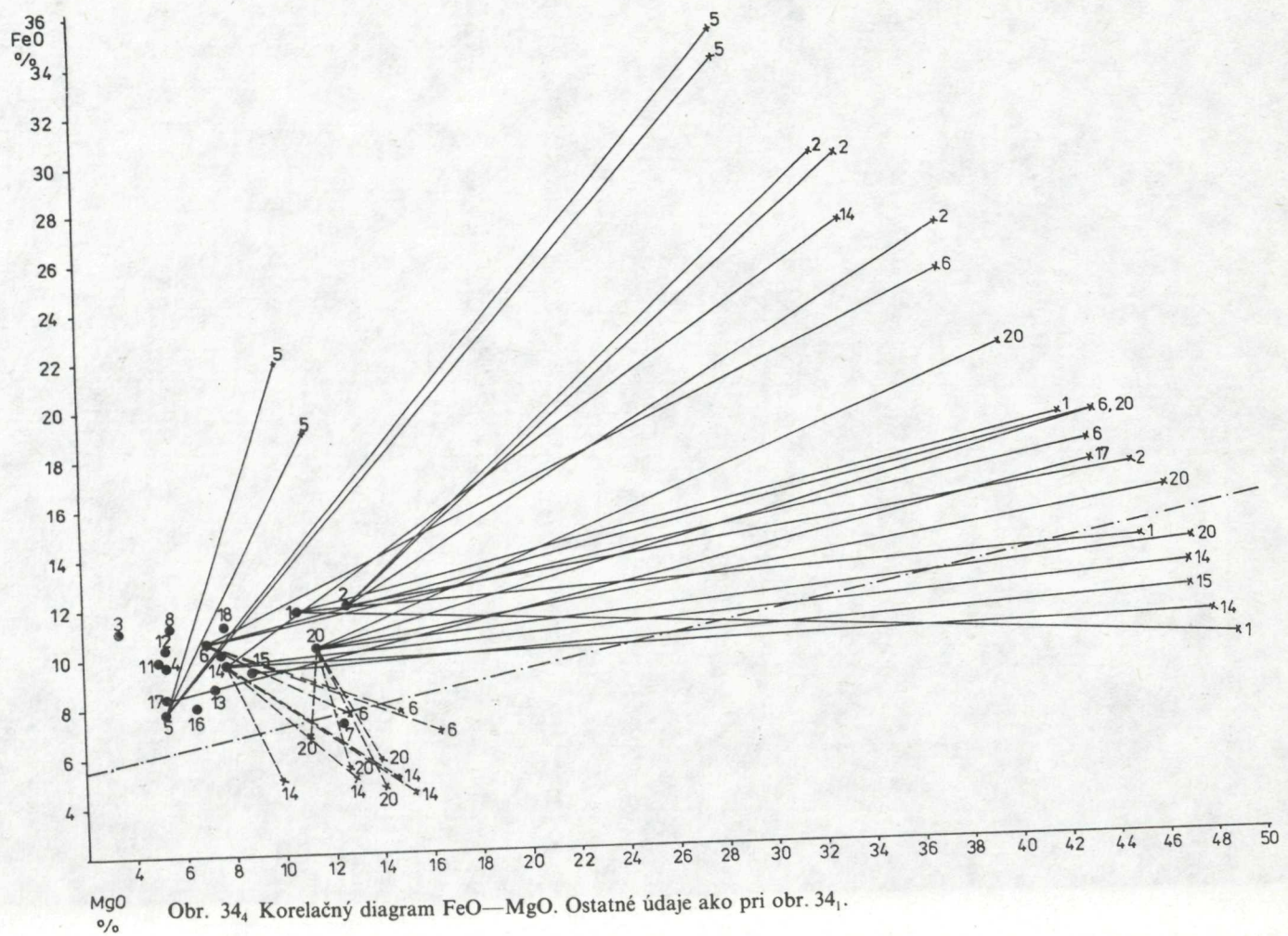
Obr. 34, Korelačný diagram FeO—SiO₂. Body s číslom — podľa chemických analýz hornín. Krížiky s číslom — podľa chemických analýz minerálov v tab. 4, 5, 6. Spojnica krížika s bodom — plná čiara — subtrakčná línia olivínu; reprezentuje smer zmeny zloženia magmy pri subtraktcii olivínu. Spojnica krížika s bodom — prerušovaná čiara — subtrakčná línia pyroxénu; reprezentuje smer zmeny zloženia magmy pri subtraktcii pyroxénu. Prerušovaná čiara — korelačný trend kryštalizácie horniny.



Obr. 34₂ Korelačný diagram MgO—SiO₂. Ostatné údaje ako pri obr. 34₁.



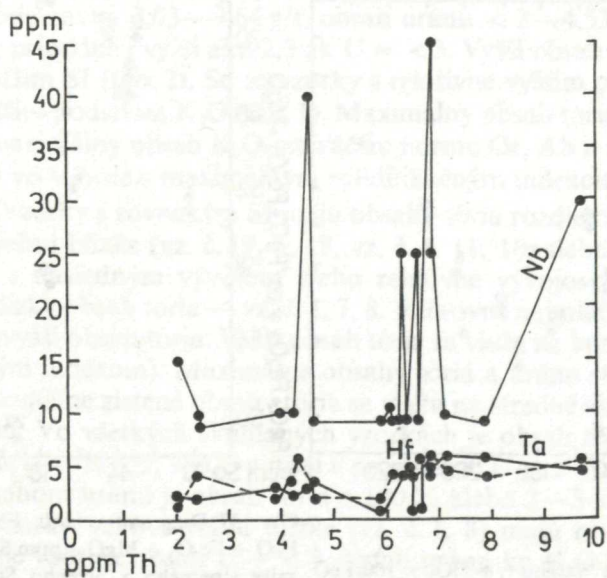
Obr. 34, Korelačný diagram TiO_2 — SiO_2 . Ostatné údaje ako pri obr. 34₁.



Obr. 34₄ Korelačný diagram FeO—MgO. Ostatné údaje ako pri obr. 34₁.

V alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska prevyšuje obsah vanádu obsah nióbu a tento zasa obsah tantalu: vanád = 130—235 ppm, niób = 1—(10)—45 ppm, tantal = 1—1,81—6,4 ppm. Pomer Nb/Ta = 2—9. Vo vzorkách s maximálnym obsahom vanádu je 20-krát vyšší ako obsah nióbu. Vzorky s maximálnym obsahom nióbu majú pomer Nb/Ta — 9. Maximálny obsah vanádu v celom komplexe vzoriek zaznamenávajú vzorky s maximálnym podielom TiO_2 (vz. č. 8, 18) a s najvyšším koeficientom titaničitosti (tab. 35). Tieto horniny obsahujú modálny titanomagnetit a Ti-augit. Majú maximálnu normu Il a pomerne vysokú normu Mt. Minimálne obsahy vanádu sú vo vzorkách s vyšším podielom živcovej zložky v horninách a s pomerne najnižšími normami Il a TiO_2 . K takýmto patria i 2 vzorky andezitov.

Maximálny obsah nióbu bol zistený vo vzorkách s maximálnym podielom Na_2O a s podielom P_2O_5 . Najvyššie obsahy nióbu nepoukazujú na jednoznačné vývojové pozitívne vzťahy s K_2O (obr. 35). Najvyššie obsahy nióbu sú vo vzorkách južného Slovenska, v ktorých podiel K_2O nie je najvyšší. Najvyšší obsah nióbu vo vzorkách stredného Slovenska sa viaže na vzorku s najvyšším podielom K_2O , s modálnym K-živcom, modálnym flogopitom a najvyššou normou Or. Absolútne obsahy nióbu, tantalu a hafnia i vzájomný vzťah k absolútnemu obsahu tória vidieť na tab. 2, obr. 35.



Obr. 35 Diagram absolútnych obsahov nióbu, tantalu a hafnia v relácii s absolútnym obsahom tória v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska.

Vyšší obsah tantalu sa viaže raz s vyšším, inokedy s nižším obsahom nióbu. Obsah tantalu je vždy nižší ako obsah nióbu.

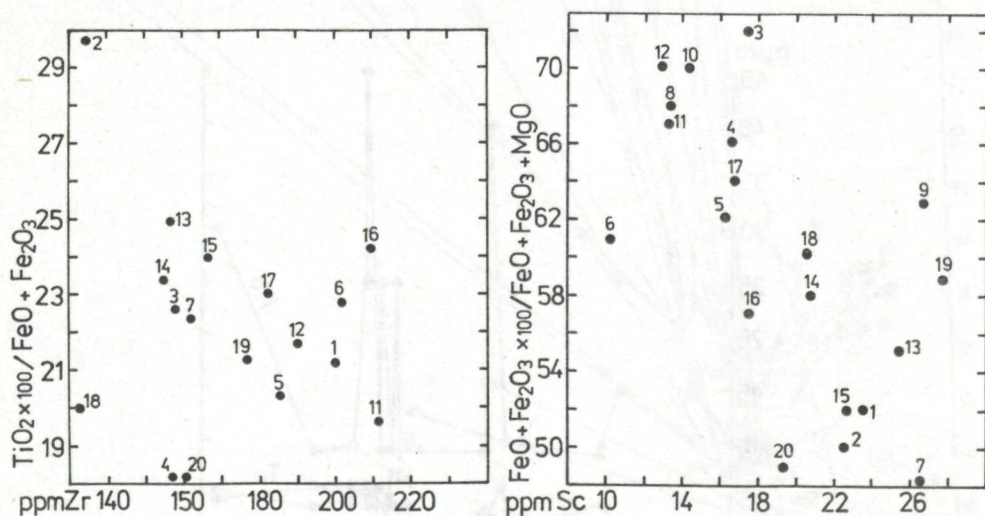
Podľa obsahu nióbu, tantalu i vanádu sa vzorky andezitov (vz. č. 9, 10) výrazne diferencujú od alkalických bazaltov. Obsahujú ich menej.

Sc

V alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska obsah scandia dosahuje 10,1—27,7 ppm. Maximálne obsahy scandia sa viažu na vzorky s vyšším obsahom TiO_2 (tab. 2), ale nie najvyšším, a na vzorky s pomerne strednými hodnotami železitosti. Minimálne obsahy scandia vo vzťahu k železitosti nie sú výrazne špecifikované. Obsah scandia vo vzorkách andezitov sa nelíši od alkalických bazaltov. Je aj nižší aj blízky najvyšším obsahom alkálií zisteným u alkalických bazaltov. Nízke hodnoty scandia sú vo vzorkách s vysokou femičnosťou. Stredné a najnižšie hodnoty femičnosti sa zhodujú s maximálnymi hodnotami scandia.

Ti, Zr, Hf

V alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska zirkónium dosahuje 84—264 ppm. Obsah hafnia je nižší, 1,27—5,52 ppm (tab. 2). Pomer Zr/Hf je veľmi vysoký.



Obr. 36 Diagram vzťahu $\frac{\text{TiO}_2 \times 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ — ppm Zr pre alkalické bazalty stredného a južného Slovenska. Pozri text.

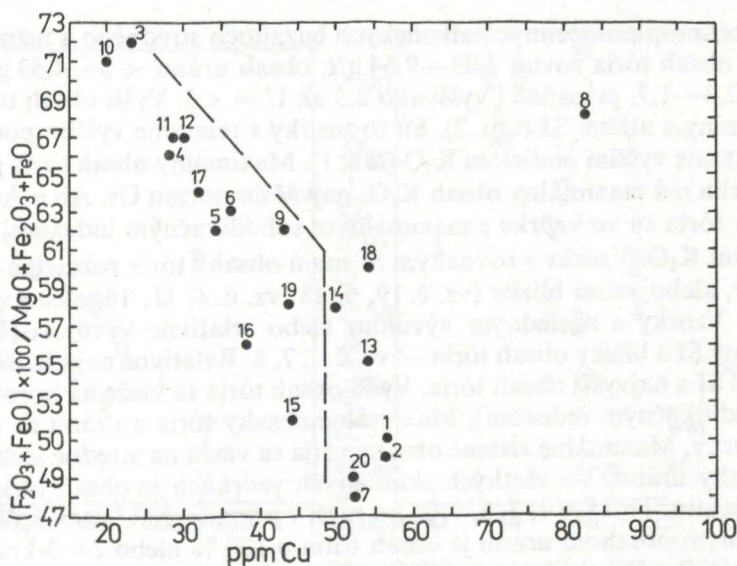
Obr. 37 Diagram vzťahu $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ — ppm Sc pre alkalické bazalty stredného a južného Slovenska. Skupiny bodov naznačujú približné skupinové variácie železitosti a obsahy scandia.

Celý komplex miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska pri variabilnom obsahu titánu, pomere obsahu zirkónia a podielu P_2O_5 v diagrame sensu P. A. FLOYD 1976 (obr. 20) sa radí k alkalickým bazaltom. V jednej vzorke andezitu nebolo identifikované TiO_2 a druhá vzorka andezitu sa projektuje mimo oblasť alkalických bazaltov. Alkalické bazalty sú charakterizované v dôsledku vysokého podielu P_2O_5 vo vzťahu k zirkóniu veľmi malým pomerom Zr/P_2O_5 a variabilným podielom TiO_2 , vyšším ako 1,7 %, $Ti = 21\ 800$ ppm. Konvexný, negatívne korelujúci trend $TiO_2 - Zr/P_2O_5$ oddeľuje alkalické bazalty od tholeiitických sensu P. A. FLOYD (l.c.). Relácie TiO_2 k zirkóniu a ytriu túto charakteristiku (obr. 20) dopĺňajú. Vzťah zirkónia a titánu poukazuje na blízku zhodu niektorých vzoriek alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska s havajskými magmatickými typmi a na odlišnosti celého komplexu skúmaných bazaltov od bazaltov oceánskeho dna, andezitov a tholeiitov ostrovného oblúka Japonska. V korelácii $Ti - Zr - Y$ (obr. 53) je veľmi obdobná inklinácia skúmaných bazaltov stredného a južného Slovenska pri minimálnom podiele ytria k nim. Obsah titánu je v skúmaných horninách vyšší ako klarkové obsahy pre bazalty (K. K. TUREKIAN—K. M. WEDEPOHL 1961). Obsah zirkónu a ytria v skúmaných bazaltoch zodpovedá v rozsahu priemerným hodnotám pre alkalické bazalty (l.c.). Variácie a obsah zirkónia a variácie a obsah lantanidov (La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu) pozitívne korelujú (obr. 45).

Th, U

V miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska sa obsah tória rovná 2,03—9,64 g/t, obsah uránu < 3—4,53 g/t. Th/U sa rovná 2,3—1,7, prípadne i vyšší ako 2,3 ak $U = < 3$. Vyšší obsah tória sa viaže na horniny s nižším SI (tab. 2). Sú to vzorky s relatívne vyšším podielom SiO_2 a s relatívne vyšším podielom K_2O (tab. 1). Maximálny obsah tória je vo vz. č. 5 — vzorka má maximálny obsah K_2O , najväčšiu normu Or, Ab a An. Najnižšie obsahy tória sú vo vzorke s maximálnym solidifikačným indexom, s najnižším obsahom K_2O . Vzorky s rovnakým SI majú obsahy tória rozdielne (vz. č. 2, 7), zhodné, alebo veľmi blízke (vz. č. 19, 6, 18, vz. č. 4, 11, 16, alebo vz. č. 19, 14, 6, 18). Vzorky s následným vývojom alebo relatívne vývojovo blízke majú rozdielny SI a blízky obsah tória — vz. č. 1, 7, 8. Relatívne najmladšia z nich má najnižší SI a najvyšší obsah tória. Vyšší obsah tória sa viaže na horniny s nižším SI (solidifikačným indexom). Maximálne obsahy tória a uránu sa viažu na tie isté vzorky. Maximálne zistené obsahy tória sa viažu na stredné alebo minimálne obsahy uránu. Vo všetkých skúmaných vzorkách je obsah tória vyšší ako obsah uránu. $Th/U = 1, 3, 1, 7, 3, 3$ a nižší v prípade, že $U = > 3$. Vo vzorkách so zisteným obsahom uránu je obsah tória o 100 % alebo 2—3-krát vyšší ako obsah uránu. Vzorky vekove veľmi blízke (vz. č. 1, 8) majú rovnaký pomer Th/U . Vo väčšine vzoriek obsah $U = < 3$. Vzťah uránu ku K_2O % a tória ku K_2O % je uvedený na logaritmických diagramoch (obr. 44). V diagramoch podľa vyššie citovaných autorov je názorný i vzťah obsahu uvedených prvkov v horninách diferencovaných z plášťa.

V miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska dosahuje obsah medzi 26—85 ppm (tab. 2). Maximálne množstvo Cu obsahujú vzorky s obsahom modálneho magnetitu. Výrazná negatívna korelácia sa prejavuje (obr. 38) vo vzťahu obsahu Cu a železitosti len v jednej skupine vzoriek. Vzorky s maximálnou železitosťou majú minimálny obsah Cu a vzorky s minimálnou a strednou železitosťou majú vyšší až najvyšší obsah medi. Vz. č. 9 a 10 (andezity) predstavujú koncové hodnoty obsahu tejto skupiny vzoriek. Druhá skupina vzoriek s málo variabilným obsahom medi má minimálnu až strednú hodnotu železitosti. Vz. č. 8 je v uvedenom vzťahu extrémna v celom komplexe vzoriek. Pomer Ni/Cu je variabilný — 0,7 až 4,8 a neukazujú sa výrazné pravidelnosti vo vzťahu tohto pomeru k obsahu Ni. Maximálne a vyššie obsahy medi sa viažu s pomerne najnižším obsahom Ni. Najvyšší podiel Ni/Cu sa viaže na stredné obsahy Cu. Vz. č. 9 a 10 (andezity) majú nižšie obsahy Ni a pomerne nízke hodnoty Cu. Obsah Cu je v týchto vzorkách vyšší ako obsah Ni a pomer Ni/Cu je najnižší v komplexe skúmaných vzoriek. Obsah Cu nebol potvrdený doterajšími analýzami v mineráloch. Obsah Au v skúmaných horninách je veľmi nízky, 0,5—0,0 ppm, analýzami minerálov nebol potvrdený.

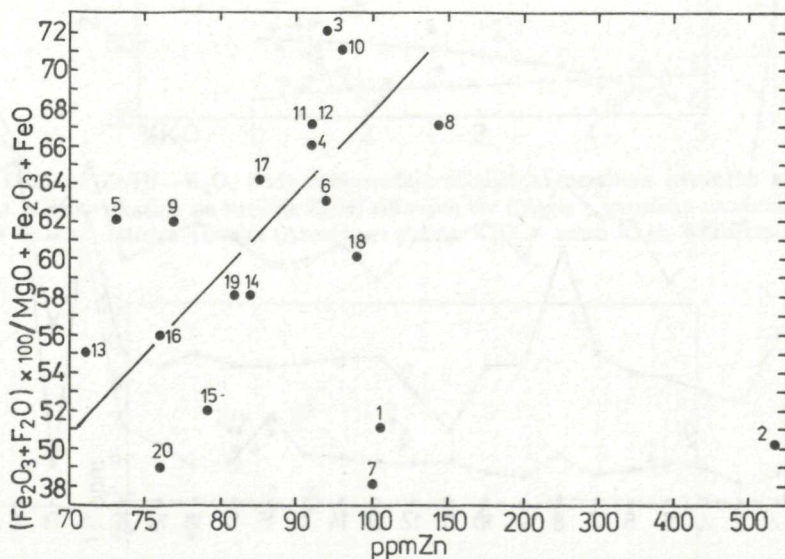


Obr. 38 Diagram $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) \times 100 / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ —Cu v ppm. Číslované body zodpovedajú miocénno-pleistocénnym alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Prerušované čiary zodpovedajú trendu vzťahu železitosti a obsahu medi v skúmaných vzorkách. Bližšie v texte.

Zn, Cd

Pb

V miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska je obsah zinku 76—540 ppm, obsah kadmia je nepomerne nižší, len v niektorých vzorkách dosahuje 2 ppm (tab. 2). V doteraz analyzovaných mineráloch alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska nebola potvrdená prítomnosť ani jedného z nich. Obsah zinku v korelácii s femičnosťou (obr. 39) vykazuje pozitívne tendencie. Minimálny obsah zinku je vo vzorkách s minimálnou železitosťou a vyšší obsah zinku vo vzorkách s vyššou železitosťou. Maximálny obsah zinku je vo vz. č. 2 (extrémny prípad) s veľmi nízkou femičnosťou. Hornina je bazanit lávového neku so zvýšeným podielom modálneho magnetitu, s modálnym olivínom, pyroxénom a amfibolom, s maximálnym podielom normy Ol + Di + Mt + Il a maximálnym podielom MgO. Najväčšia variabilita vo vzťahu zinku a femičnosti je vo vzorkách so strednými hodnotami zinku — 80—148 ppm. Vzorky s modálnym amfibolom (čiže so štruktúrami minerálov s OH, ku ktorým podľa vyššie citovaných autorov viacej inklinujú zinkové ióny), hlavne vz. č. 11, 12, 6, 18, 14 aj iné vykazujú stredné obsahy.

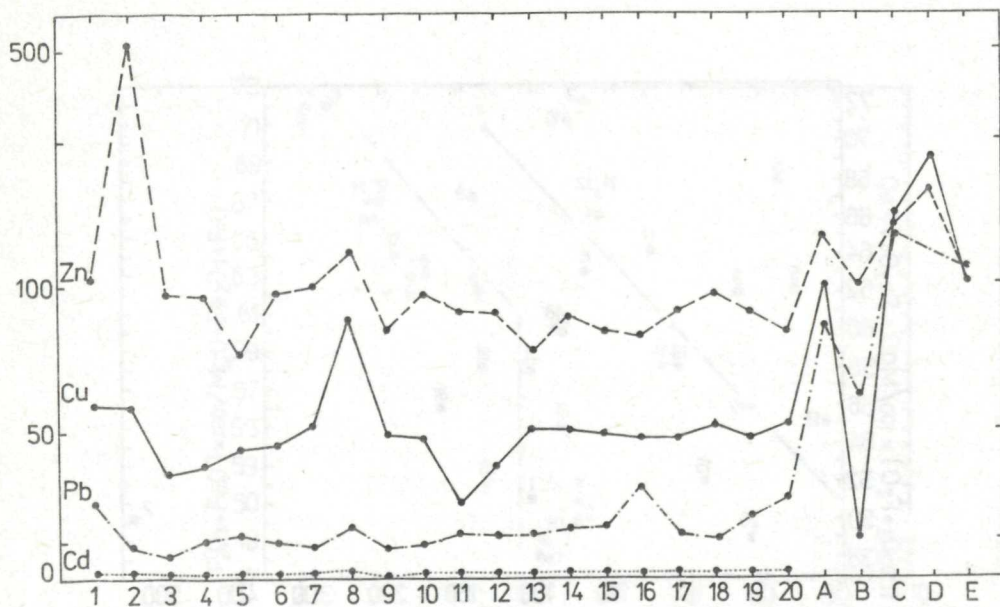


Obr. 39 Diagram $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) \times 100 / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ —Zn v ppm. Číslované body 1—20 zodpovedajú miocénno-pleistocénnym alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Prerušovaná čiara naznačuje pozitívnu koreláciu. Extrémna pozícia bodu 2 vyplýva z maximálneho obsahu zinku a pomerne nízkej železitosti. Bližšie v texte.

Olovo dosahuje 6—20 ppm (tab. 2). Doterajšími analýzami minerálov nie je obsah olova potvrdený. Predpoklady, že by sa mohlo nachádzať v mineráloch s draslíkom alebo v mafických mineráloch nevyplývajú jednoznačne z korelácie alkalinity — kálievosti a obsahu olova, ani z korelácie femičnosti a obsahu olova. Obsah olova, ako aj ostatných kovových prvkov v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska je variabilný. Vzájomný pomer obsahu kovových prvkov — zinku, olova, kadmia a medi je $Zn > Cu > Pb > Cd$. Relácie obsahu týchto prvkov v skúmaných horninách s ich priemerným obsahom podľa kompendiových údajov (K. H. WEDEPOHL et al. 1967, A. P. VINOGRADOV 1962) pre ultrabázické xenolity v lávach, ultrabázické intrúzie, alkalické kontinentálne bazalty, olivinické bazalty oceánskych ostrovov a kontinentálne tholeiitické bazalty sú názorné na obr. 40.

Lantanidy, Y

Vzájomné pomery ľahkých a ťažkých vzácnych zemín, ľahkých a stredných vzácnych zemín, stredných a ťažkých prvkov skupiny vzácnych zemín, ako aj ich pomery k stopovým prvkom, ktoré s nimi vystupujú alebo i k hlavným prvkom

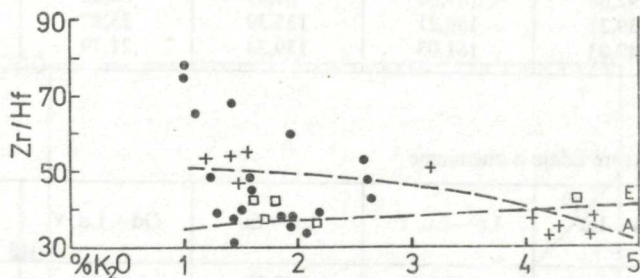


Obr. 40 Diagram vzájomného pomeru obsahu zinku, medi, olova a kadmia v alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska, a obsahu v — A, B, C, D, E. A — ultrabázické xenolity v bazických lávach, B — ultrabázické intrúzie, C — alkalické kontinentálne bazalty, D — olivinické bazalty oceánskych ostrovov, E — kontinentálne tholeiitické bazalty. Údaje pre A, B, C, D, E sensu A. P. VINOGRADOV (1962).

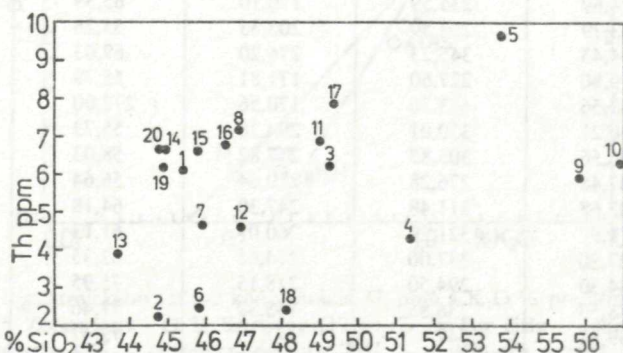
inkompatibilnej povahy (K a Na) sa považujú (P. W. GAST 1965, 1968, J. A. PHILPOTS—C. C. SCHNETZLER 1968, F. A. FREY—L. A. HASKIN 1964) za spoľahlivé ukazovatele generovania magiem z plášťových alebo kôrových úrovní.

V miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska boli analyticky — neutrónovou aktiváciou — zistené: La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu a Y. Absolútne obsahy vzácnych zemín i obsahy chondriticky normalizované sú uvedené v tab. 3. Niektoré údaje i pomery prvkov vzácnych zemín, ich vzťahy k niektorým iným stopovým prvkom alebo i k niektorým hlavným prvkom, sú uvedené v tab. 13, 14.

Distribúcia TR, Y je variabilná v rozsahu 100,11—171,16 ppm. Pomer ppm La—Eu/ppm Gd—Lu, Y je variabilný v rozsahu 3,2—6,4. Vo všetkých vzorkách je distribúcia prvkov cériovej skupiny vyššia ako distribúcia prvkov yttrievej skupiny. Variácie distribúcie cériovej skupiny zodpovedajú obsahu 75,28—146 ppm a variácie yttrievej skupiny obsahu 17,62—27,30 ppm. Maximálne obsahy prvkov cériovej skupiny sa viažu spravidla na vzorky s vysokou až maximálnou distribúciou prvkov yttrievej skupiny. Minimálna distribúcia prvkov cériovej skupiny sa zhoduje spravidla so vzorkami s minimálnou distribúciou prvkov yttrievej skupiny a korelácia prvkov cériovej skupiny a yttrievej



Obr. 41 Diagram Zr/Hf—K₂O. Body zodpovedajú alkalickým bazaltom stredného a južného Slovenska. Križiky ukazujú na variácie Zr/Hf riftových láv Etiópie a štvorčky na variácie tohto pomeru v lávach z ostrova Terceira (Azory) pri obsahu K₂O — sensu K. H. WEDEPOHL (1968—1978).



Obr. 42 Diagram ppm Th—% SiO₂ v miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska.

Tabuľka 13 Niektoré údaje o chemizme

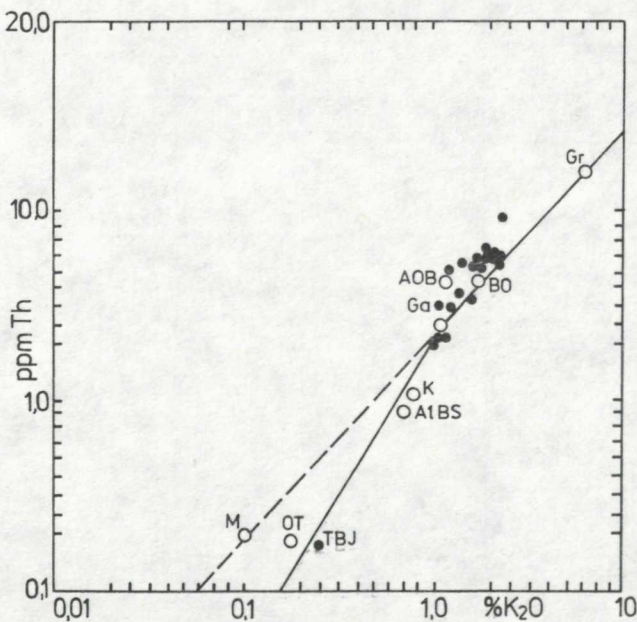
Vz. č.	ppm La—Lu	ppm La—Lu, Y	ppm La—Eu	ppm Gd—Lu, Y	$\frac{\text{ppm La—Eu}}{\text{ppm Gd—Lu, Y}}$
1	140,65	158,65	135,80	22,78	5,9
2	85,11	100,11	82,49	17,62	4,7
3	81,72	100,72	79,16	21,55	3,7
4	77,63	106,63	75,03	21,61	4,5
5	114,75	133,75	111,52	22,23	5,0
6	86,89	108,89	83,08	25,81	3,2
7	104,93	122,93	101,80	21,13	4,8
8	148,64	168,64	143,34	27,30	5,2
9	98,58	114,58	94,97	19,61	4,8
10	85,00	105,00	80,28	24,72	3,2
11	139,94	159,94	136,40	23,54	5,8
12	125,41	144,41	121,46	23,25	5,2
13	109,80	127,80	106,22	21,58	4,9
14	125,78	143,18	122,01	21,77	5,6
15	140,02	159,02	136,93	23,09	5,9
16	151,16	171,16	146,15	25,01	5,8
17	122,54	142,54	117,46	25,08	4,7
18	92,68	109,68	89,45	20,23	4,4
19	139,21	159,21	135,39	23,82	5,7
20	142,03	161,03	139,24	21,79	6,4

Tabuľka 14 Niektoré údaje o chemizme

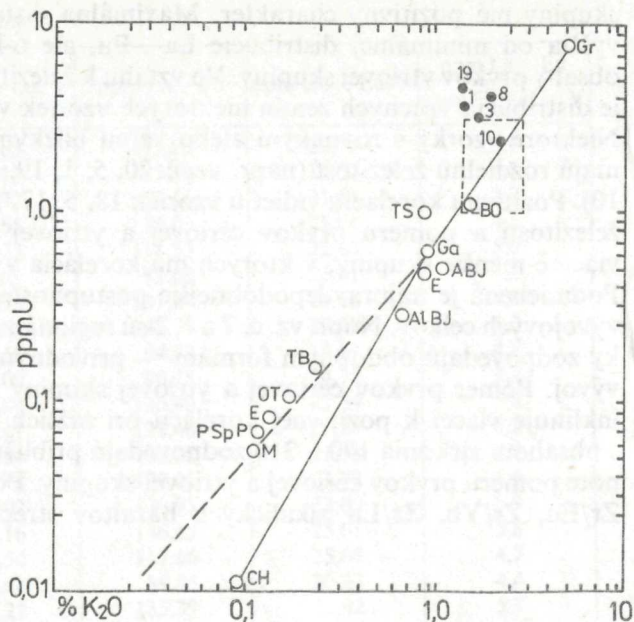
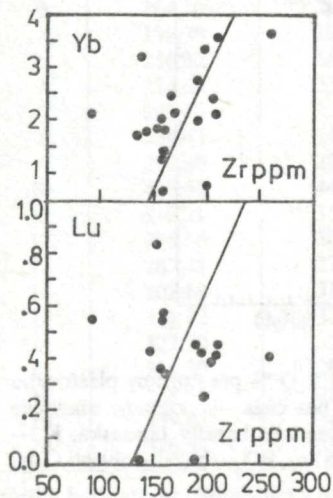
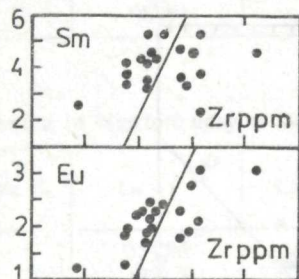
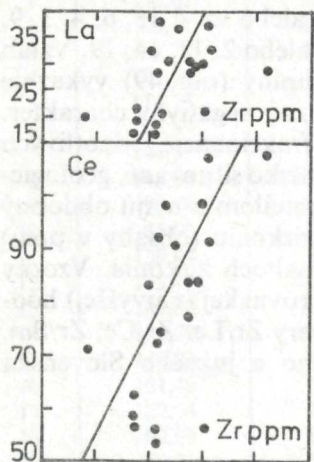
Vz. č.	La—Lu	La—Lu, Y	La—Eu	Gd—Lu, Y	$\frac{\Sigma \text{La—Eu}}{\Sigma \text{Gd—Lu, Y}}$
1	354,84	363,94	267,22	96,72	2,76
2	197,45	204,85	168,08	36,77	4,6
3	204,10	213,40	166,00	47,40	3,5
4	199,78	209,08	155,62	53,46	2,9
5	256,32	265,62	214,02	51,58	4,14
6	224,69	235,59	170,10	65,39	2,60
7	243,79	258,59	203,33	55,26	3,67
8	334,43	345,23	276,20	69,03	4,00
9	219,80	227,60	171,81	55,79	3,07
10	433,56	443,36	170,56	272,00	0,62
11	310,21	350,01	294,28	55,73	5,28
12	296,56	305,85	247,82	58,03	4,27
13	267,48	276,28	219,64	56,64	3,87
14	302,68	311,48	247,30	64,18	3,85
15	311,92	321,20	260,07	61,13	4,25
16	327,20	337,00	274,65	62,35	4,40
17	284,30	294,50	218,15	75,95	2,87
18	228,55	236,85	185,39	71,46	2,59
19	339,82	349,62	277,15	72,47	3,82
20	326,57	335,87	287,97	47,90	4,01

Všetky hodnoty sú chondriticky normalizované

skupiny má pozitívny charakter. Maximálna distribúcia La—Eu je o 100 % vyššia od minimálnej distribúcie La—Eu, ale 6-krát vyššia ako maximálne obsahy prvkov yttrievej skupiny. Vo vzťahu k železitosti (obr. 47, 48, 49) vykazuje distribúcia vzácných zemín niektorých vzoriek výraznú pozitívnu koreláciu. Niektoré vzorky s rovnakým alebo veľmi blízkym obsahom vzácných zemín majú rozdielnú železitosť (napr. vz. č. 20, 5, 1, 19, 11 alebo vz. č. 18, 6, 4, 3, 9, 10). Pozitívnu koreláciu vidieť u vzoriek 18, 5, 17, 11 alebo 2, 13, 14, 19. Vzťah železitosti a pomeru prvkov cériovej a yttrievej skupiny (obr. 49) vykazuje viaceré menšie skupiny, v ktorých má korelácia výrazný negatívny charakter. Podmienená je najpravdepodobnejšie postupnosťou frakcionácie jednotlivých vývojových celkov. Napr. vz. č. 7 a č. 2 sú regionálne blízko situované, geologicky zodpovedajú obdobným formám — prívodným kanálom a majú obdobný vývoj. Pomer prvkov cériovej a yttrievej skupiny k zirkóniu (obsahy v ppm) inklinuje viac k pozitívnej korelácii pri nižších obsahoch zirkónia. Vzorky s obsahom zirkónia 170—210 zodpovedajú približne rovnakej (najvyššej) hodnote pomeru prvkov cériovej a yttrievej skupiny. Pomery Zr/La, Zr/Ce, Zr/Sm, Zr/Eu, Zr/Yb, Zr/Lu alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska



Obr. 43 Diagram logaritmickeho vzťahu koncentrácie Th ppm a K_2O % pre horniny plášťového pôvodu sensu B. P. ZOLOTAREV—G. S. SEMENOV (1970). Body bez čísla — skúmané alkalické bazalty, M — meteority, OT — oceánske tholeiity, TBJ — tholeiitické bazalty Japonska, K — kimberlity, Al BS — vysokoaluminiové bazalty Japonska, Ga — gabro, BO — bazalty oblasti Osla, AOB — alkalické olivínické bazalty Japonska, Gr — granit.



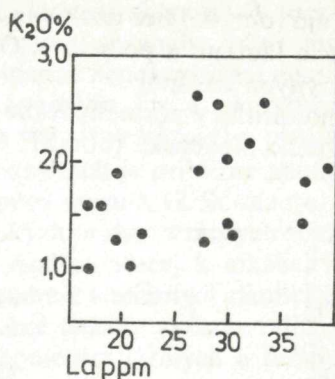
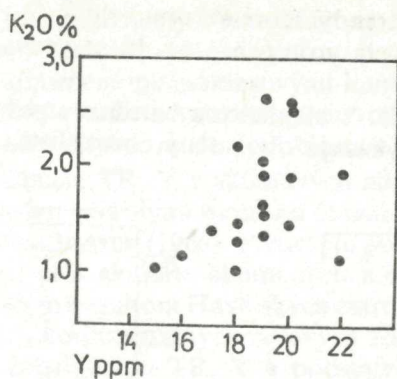
Obr. 44 Diagram logaritmickeho vzahu koncentracie U ppm a K_2O % pre horniny plášťového pôvodu sensu B. P. ZOLOTAREV—G. S. SEMENOV (1970). Body 1, 3, 8, 19 — skúmané alkalické bazalty. Pole ohraničené prerušovanou čiarou — predpokladané situovanie bodov pri K_2O 1,29 — 2,68 % a $U < 3$. Gr — granit, Ga — gabro, M — meteority, Ch — chondrity, PSpP — pyropovo-spinelový peridotit, E — eklogit, OT — oceánske tholeiity, TBJ — tholeiitické bazalty Japonska, TS — trapové bazalty sibirske, BO — bazalty oblasti Osla, ABJ — vysokoaluminiové bazalty Japonska. Komparované horniny sú plášťového pôvodu. Údaje podľa 1.c.

←
Obr. 45 Diagramy La/Zr , Ce/Zr , Sm/Zr , Eu/Zr , Yb/Zr , Lu/Zr ukazujú variácie v absolútnych obsahoch analyzovaných lantanidov a zirkónia v miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska. Čiary v diagrame naznačujú predpokladané trendy nevýraznej pozitívnej korelácie lantanidov a zirkónia.

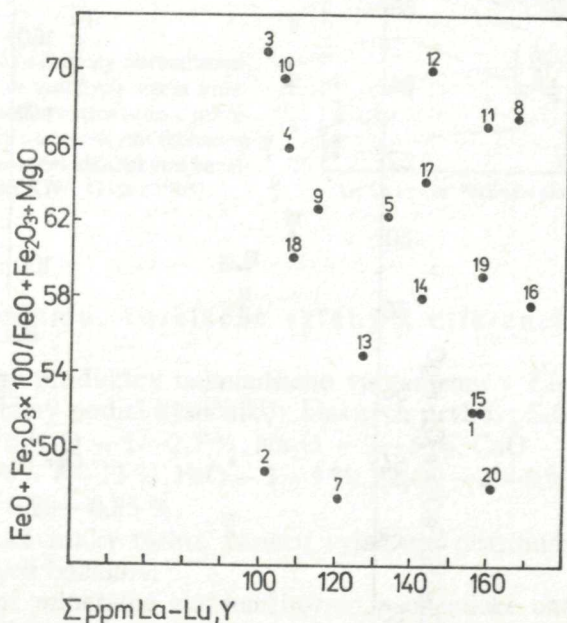
Tab. 15 Matica lineárnych korelačných koeficientov (počet vzoriek 18)

Tab. 15 Matrix of linear correlation coefficients (member of samples 18)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bi	Li	Cu	Pb	Zn	Ni	V	Be	Y	Zr	Nb	Ba	Sr	Th	Cr	Co	Sc	Rb	Hf	La	Cs	P ₂ O ₅	Ta		
SiO ₂	—																																SiO ₂	
TiO ₂	-0,45	—																															TiO ₂	
Al ₂ O ₃	—	-0,39	—																														Al ₂ O ₃	
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—																													Fe ₂ O ₃	
FeO	—	0,621	-0,53	-0,49	—																												FeO	
MgO	-0,61	—	-0,76	—	0,545	—																											MgO	
CaO	-0,62	—	-0,42	—	—	0,324	—																										CaO	
Na ₂ O	0,381	—	0,554	—	—	-0,51	-0,45	—																									Na ₂ O	
K ₂ O	0,428	-0,39	0,539	—	-0,64	-0,44	—	0,682	—																								K ₂ O	
Bi	-0,92	0,469	—	—	—	0,470	0,500	—	—	—																							Bi	
Li	0,751	—	—	0,366	—	-0,49	—	—	0,303	-0,77	—																						Li	
Cu	-0,50	0,726	-0,55	—	0,532	0,472	0,482	—	—	0,499	-0,47	—																					Cu	
Pb	—	—	—	—	-0,36	—	—	0,424	0,540	0,333	—	—	—																				Pb	
Zn	—	—	-0,38	—	0,477	—	—	—	-0,38	—	-0,38	—	-0,32	—																			Zn	
Ni	-0,47	—	-0,86	—	0,573	0,919	0,361	-0,50	-0,47	0,356	-0,40	0,491	—	—	—																		Ni	
V	—	0,668	-0,52	—	0,362	0,557	0,601	-0,45	—	0,555	-0,42	0,762	—	0,454	—	—																	V	
Be	0,831	—	0,416	—	—	-0,74	-0,57	0,507	0,405	-0,66	0,646	-0,40	—	—	-0,56	-0,55	—																Be	
Y	—	—	0,484	—	-0,37	-0,56	—	0,432	0,338	—	—	—	—	—	-0,70	—	0,368	—															Y	
Zr	—	—	—	—	—	-0,38	—	0,539	0,332	—	—	—	0,401	—	-0,37	—	0,407	0,783	—														Zr	
Nb	—	-0,37	0,380	—	—	—	—	0,334	—	0,61	—	-0,44	—	—	—	-0,57	0,388	—	—	—													Nb	
Ba	—	-0,29	0,460	—	—	—	—	—	0,365	—	—	—	0,336	—	—	—	—	—	—	—	0,40	—											Ba	
Sr	-0,57	—	—	—	—	—	0,373	—	—	0,612	-0,40	—	0,587	—	—	—	—	0,572	0,61	—	—	—											Sr	
Th	0,426	—	0,338	—	-0,49	-0,37	—	0,562	0,838	—	0,388	—	0,453	-0,44	-0,34	—	0,444	0,388	0,45	—	—	—											Th	
Cr	-0,55	—	-0,73	—	0,371	0,793	0,511	-0,57	-0,53	0,327	-0,42	0,322	—	—	0,785	0,425	-0,66	-0,43	—	—	—	-0,42	—	—									Cr	
Co	-0,52	0,355	-0,84	—	0,696	0,856	0,388	-0,61	-0,71	0,359	-0,42	0,489	—	0,547	0,98	0,465	-0,61	-0,68	-0,44	-0,20	—	-0,55	0,846	—	—								Co	
Sc	-0,47	—	-0,47	—	—	0,620	0,571	-0,41	—	0,335	—	—	—	—	0,624	0,435	-0,61	-0,58	-0,52	-0,36	—	—	—	0,683	0,662	—							Sc	
Rb	—	—	—	—	-0,63	—	—	—	0,578	—	—	—	0,394	-0,52	—	—	—	0,372	—	—	—	—	0,706	—	-0,49	—	—						Rb	
Hf	—	—	0,577	—	—	—	-0,46	0,467	0,52	—	—	—	0,55	-0,49	—	-0,35	—	0,37	0,387	0,610	0,526	—	0,532	-0,45	-0,53	—	0,360	—					Hf	
La	—	—	0,369	—	-0,40	—	—	—	0,499	0,330	—	—	0,610	-0,39	—	—	—	—	0,34	0,380	0,543	0,560	—	—	—	0,493	0,701	—	—				La	
Cs	—	—	—	—	—	—	—	0,518	0,530	0,385	—	0,354	0,820	—	—	—	—	0,351	0,63	0,35	0,621	0,616	—	—	—	0,400	0,587	0,777	—	—			Cs	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,545	—	0,408	—	—	0,612	—	—	—	—	0,430	0,698	—	—	0,711	0,342	—	—	—	—	0,460	0,491	0,790	—			P ₂ O ₅
Ta	—	—	0,327	—	—	—	—	0,582	0,679	0,341	—	—	0,841	—	—	—	—	0,347	0,50	—	0,40	0,586	0,709	-35	-0,35	0,476	0,544	0,813	0,922	0,687	—	—		Ta



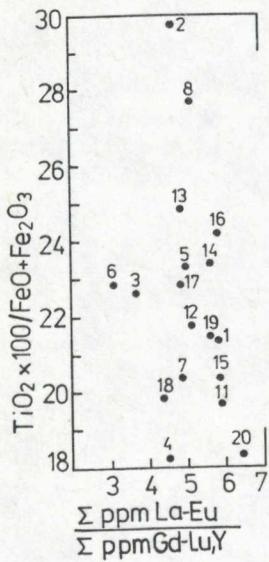
Obr. 46a, b Diagramy K_2O —Y a K_2O —La ukazujú variácie podielu K_2O vo vzťahu s variáciami obsahu ytria a lantánu. K_2O s lantánom výrazne pozitívne koreluje. Korelácia K_2O s ytriom je menej výrazná.



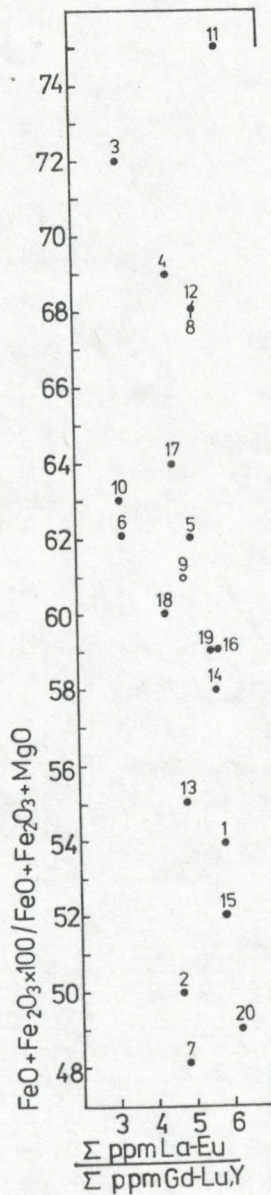
Obr. 47 Diagram vzťahu femičnosti a celkového obsahu lantanidov a ytria v miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch stredného a južného Slovenska. Vz. 9 a 10 majú pomerne vysoký koeficient femičnosti a pomerne nízky obsah lantanidov a ytria. Diagram ukazuje pomerne širokú variáciu koeficientu — fm — a pomerne malé variácie v absolútnom obsahu lantanidov a ytria a v dôsledku toho i nevýraznú (nejednoznačnú) koreláciu. Vzorky s maximálnou ale aj minimálnou femičnosťou majú rovnaký alebo veľmi blízky obsah lantanidov (napr. vz. 3, 2).

ukazujú (obr. 45) tiež pozitívne korelačné trendy. Korelácia podielu K_2O a distribúcia lantánu a podielu K_2O a distribúcia ytria (obr. 46a, b) sa vyznačujú pozitívnymi trendmi.

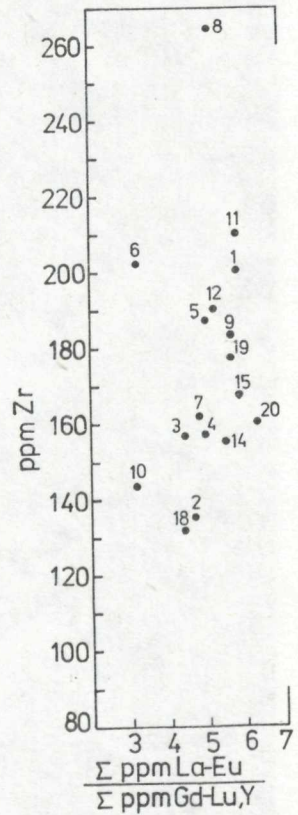
Chondriticky normalizované obsahy TR, Y alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska (obr. 51, tab. 3/b) vykazujú obohatený obraz distribúcie



Obr. 48



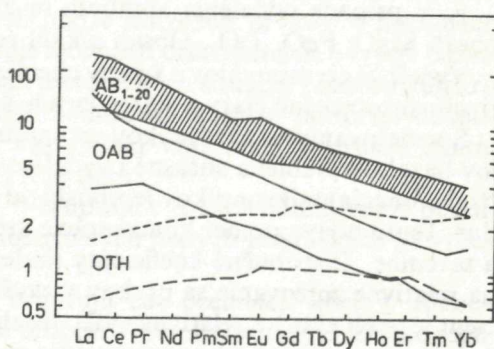
Obr. 49



Obr. 50

(vyšší normalizovaný obsah cériovej skupiny ako yttrievej skupiny). V niektorých vzorkách ide o málo výraznú pozitívnu európiovú anomáliu, ktorá môže byť podmienená plagioklasovými kumulátmi, prípadne xenokryštálmi apatitu, a v jednej vzorke o výraznú pozitívnu terbiovú anomáliu, ktorá, ak vylúčime analytickú chybu, môže byť objasnená podielom xenolitov kôrového pôvodu.

Distribúcia TR, Y v skúmaných alkalických bazaltoch je približne zhodná s tzv. intermediárnymi bazaltmi Havajských ostrovov sensu J. G. SCHILLING—J. W. WINCHESTER (1969). Pomerom ťažkých a ľahkých prvkov vzácnych zemín inklinuje celá skupina skúmaných alkalických bazaltov viacej k alkalickým olivinickým bazaltom Havajských ostrovov. Vo vzťahu k terciárnym alkalickým bazaltom kontinentálnych riftových zón sa skúmané bazalty výrazne odlišujú nižšou distribúciou TR, Y a podstatne nižším pomerom ľahkých a ťažkých prvkov vzácnych zemín.



Obr. 51 Diagram chondriticky normalizovaných obsahov prvkov vzácnych zemín komplexu alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska v relácii s oceánskymi tholeiitmi — OTH — a s oceánskymi alkalickými bazaltmi — OAB — sensu P. W. GAST (1968).

Variácie chemizmu, korelačné vzťahy a diferenciacné trendy

Skúmané horniny produktov najmladšieho vulkanizmu v Západných Karpatoch majú variabilný podiel kysličníkov hlavných prvkov: SiO_2 — 43—54 %, alkálií — 4—8 %, K_2O — 1—2,7 %, Na_2O — 2—5 %, CaO — 6—13 %, Al_2O_3 — 11—18 %, ΣFe — 8—13 %, FeO — 3—9 %, Fe_2O_3 — 2—6 %, TiO_2 — 1,91—3,45 %, P_2O_5 — 0,28—0,85 %.

Charakteristické znaky týchto variácií vyjadrujú distribučné diagramy 18 vzoriek alkalických bazaltov.

Vyššie uvedené minerálne zloženie hornín a chemické charakteristiky — analytické výsledky hornín a minerálov — odrážajú správanie sa makroprvkov v procese vývoja hornín. Podstatné znaky vývoja alkalických bazaltov stredného i južného Slovenska sú tieto:

1. Oddelením magnetitu prudko klesá obsah TiO_2 a FeO_x v zvyškovej tavenine. Obsah ostatných kysličníkov sa zvyšuje úmerne s množstvom oddeľovaného magnetitu. Kysličníky salických prvkov prudko vzrastajú.

2. Oddelením spinelov prudko klesá obsah TiO_2 , MgO i Al_2O_3 . Ostatné kysličníky nie sú ovplyvňované.

3. Oddelením olivínu z taveniny dochádza k zníženiu obsahu (mafických) feromagnéziových prvkov a k relatívnemu obohateniu kysličníkov tých prvkov, ktoré nevstupujú do mriežky olivínu, hlavne Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO . Pretože olivín je minerál nenasýtený na SiO_2 , zvyšovaním frakcionácie olivínu dochádza postupne k obohacovaniu zvyškovej taveniny o SiO_2 v pomere k iným kysličníkom.

4. Oddelením rombického pyroxénu dochádza k podobným zmenám ako u olivínu, s výnimkou SiO_2 , ktoré sa odčerpáva z taveniny úmerne podielu kysličníkov femických prvkov.

5. Oddelením monoklinického pyroxénu sa v zvyškovej tavenine zvyšuje podiel Al_2O_3 i K_2O , ak však do mriežky pyroxénu vstupuje i egirinická molekula, znižuje sa podiel Na_2O .

6. V prípade oddelenia amfibolu sa zvyšuje SiO_2 , miernejšie Al_2O_3 a klesá obsah MgO , FeO , TiO_2 . Obsah alkálií relatívne mierne stúpa.

Vydeľovanie minerálov a zmeny chemizmu taveniny s tým súvisiace charakterizujú substrakčné čiary v korelačných diagramoch.

S vydeľovaním makroprvkov vstupujúcich do mriežky podstatných minerálov bazaltov prebieha súčasne i vydeľovanie mikroprvkov. Proces vydeľovania (frakcionácia) mikroprvkov je závislý od distribučného indexu — solidus/likvidus. Tento udáva pomer koncentrácie určitého prvku v pevnej fáze (v mineráli) a tavenine. Distribučné koeficienty (indexy) uvedené v matici tab. 15 ukazujú na relatívne znižovanie sa prvkov v zvyškovej tavenine, keď distribučný koeficient je vyšší ako 1 a relatívne vyšší obsah, ak distribučný koeficient je nižší ako 1. V procese postupného vydeľovania sa jednotlivých minerálov v skúmaných horninách vidieť z údajov relatívne znižovanie obsahu prvkov v zvyškovej tavenine, keď je $D_k > 1$ a relatívne zvyšovanie, keď $D_k < 1$. Vydeľovanie olivínu a rombického pyroxénu podmieňuje zvyšovanie obsahu Ba, Sr, Rb, Li, Zr a V v zvyškovej tavenine a klesanie obsahu Ni, Cr, Co, hlavne Ni.

Vydeľovanie monoklinického pyroxénu sa prejavuje podobne ako olivín s tým rozdielom, že zloženie zvyškovej taveniny nie je ovplyvňované a z feromagnéziových prvkov sa výrazne znižuje obsah Cr.

Vydeľovanie amfibolu podmieňuje mierne zvyšovanie K, Ba, Sr a Rb. Obsah Li nie je výrazne ovplyvnený a obsah V, Ni, Cr rapidne klesá.

Vydeľovanie magnetitu podmieňuje znižovanie feromagnéziových (mafických) prvkov, hlavne vanádu.

Frakcionácia plagioklasov podmieňuje zvyšovanie obsahu väčšiny prvkov. Sr vykazuje klesanie a Ba, Li nevýrazné zvyšovanie v zvyškovej tavenine.

Aplikácia analytických údajov na tektogenézu

Tektonicko-štruktúrne situácie podmieňujúce a doprevádzajúce vývoj bázičného magmatizmu sa intenzívne skúmajú i v petrológii, hlavne v posledných dvoch

desaťročiach. Akceptovaný model platňovej tektoniky na vývoj magmatizmu (a tým aj na vývoj zemskej kôry) vyvoláva v petrológii zvýšený záujem o súvislosti a vzťahy medzi chemickým zložením hornín a ich horninotvorných minerálov a podmienkami, s ktorými ich vznik a aj vznik magiem, z ktorých vykryštalizovali, súvisí vo vzťahu k tektonike platní. Koncipujú sa názorné obrazy chemizmu hornín predovšetkým súčasného alebo pomerne mladého vulkanizmu s evidentnou tektogenezou. Obrazy podielu hlavných prvkov v horninách a ich horninotvorných mineráloch, obrazy distribúcie stopových prvkov v horninách (J. A. PEARCE—J. R. CANN 1971, 1973, J. A. PEARCE 1976) a osobitne obrazy distribúcie stopových prvkov — vzácnych zemín v horninách a mineráloch (P. W. GAST 1968, R. KAY 1970, R. KAY—N. J. HUBARD—P. W. GAST 1970, A. F. FREY—L. HASKIN 1964, P. JAKEŠ—A. J. R. WHITE 1972 a ďalší) sa aplikujú potom ako analytické metódy určovania tektogenézy hornín staršieho a metamorfovaného vulkanizmu s prekrytými štruktúrami i tektonikou. J. A. PEARCE (1976) na podklade podielu 8 kysličníkov hlavných prvkov v horninách — dvojzložkovým diagramom prezentuje možnosti diskriminácie 6 typov bazaltových magiem, a tým i zodpovedajúcich tektonických situácií, pomocou diskriminačných faktorov. Ako pomerne dobre diskriminačnými faktormi definovateľné typy magiem vznikajúce pri variabilnej vzájomnej interakcii platní uvádzajú J. A. PEARCE—J. R. CANN (1973) tieto:

1. Bazalty oceánskeho dna — OFB — erupujú v zónach odďaľovania platní, vo vnútri veľkých oceánov alebo v priestrovných malých oceánskych panvách za ostrovnými oblúkmi.

2. Ostrovné tholeiity — LKT — erupujú cez oceánsku kôru v zónach približujúcich sa platní. Sú typické pre erupcie v hlbokomorských priekopách.

3. Vápenato-alkalické bazalty — CAB — erupujú cez kontinentálnu kôru v zónach približujúcich sa platní alebo cez oceánsku kôru, ale vo väčšej vzdialenosti od hlbokomorských priekop.

4. Shoshonity — SHO — erupujú v zónach približujúcich sa platní, ale veľmi vzdialených od hlbokomorských priekop, alebo v postorogénnych podmienkach po subdukcii.

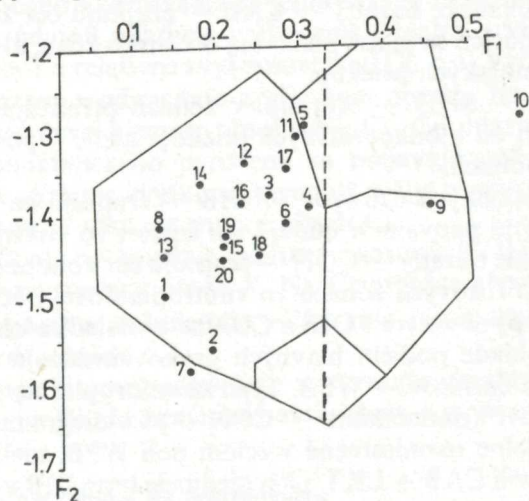
5. Bazalty oceánických ostrovov — OIB — erupujú na oceánskych ostrovoch za oceánskymi panvami a budujú ich často i vo vnútri platní.

6. Kontinentálne bazalty — CON — erupujú cez kontinentálnu kôru hlavne v kontinentálnych riftových zónach vo vnútroplatňovej pozícii.

Magmatické typy súvisiace s OIB a CON sa v dôsledku ich nediferencovateľnosti (l.c.) na základe podielu hlavných prvkov uvádzajú v spoločnom poli vnútroplatňových bazaltov — WPB. Typické vnútroplatňové oceánske — OIB — a vnútroplatňové kontinentálne — CON — sú v diagrame vyššie citovaných autorov nepravidelne rozmiestnené v celom poli WPB, niektoré sčasti v styčných miestach v poli CAB + LKT a len ojedinelé typy OIB v styčných miestach v poli OFB.

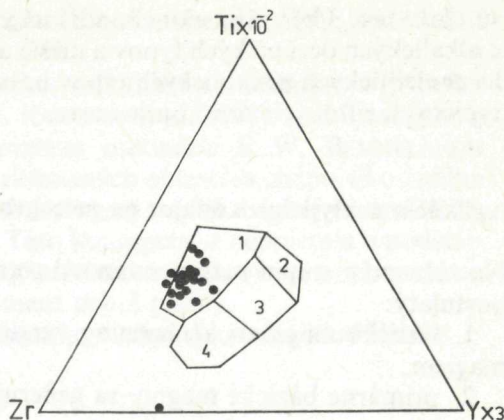
Miocénno-pleistocénne alkalické bazalty stredného a južného Slovenska vykazujú geologickou stavbou, tektonickou situáciou (V. KONEČNÝ—J. LEXA 1974), vývojom, ako uvádzame v časti o vývoji, ale i minerálnym zložením

uvedeným na obr. 3, údajmi o chemizme hornín a horninotvorných mineráloch uvedených v tab. 1—6 a v predchádzajúcom texte, svojráznosť bazaltových hornín v rozsahu charakteristik typických pre kontinentálny vývoj, prípadne niektorými znakmi sa vylučujú (a znaky odlišnosti sú v niektorých prípadoch výraznejšie ako znaky podobnosti) zo skupín bazaltov typických pre vývoj na oceánskych dnách, zo skupín typických pre vývoj shoshonitických sérií, alebo zo skupín bazaltov typických pre oceánske chrbty ap. Na základe diskriminačných faktorov — F_1 a F_2 v diagrame na obr. 52 vykazujú zrejmu priradenosť k vnútroplateľným bazaltom. I pri variabilite hlavných zložiek (kysličníkov hlavných prvkov) vystupujú v tomto systéme tektogenéz ako kotektonický celok. Vz. č. 9 a 10, ktoré uvádzame v celom texte ako nesúvisiace so skupinou alkalických bazaltov, sa výrazne diferencujú v protiklade s vnútroplateľnými. Nevyhovujú podmienkam vývoja magmy vnútroplateľovej tektoniky, pre ktoré je charakteristický vysoký podiel TiO_2 a nízky podiel SiO_2 . Celkový trend vývoja, označený v diagrame prerušovanou čiarou približne paralelnou s dlhšou čiarou ohraničujúcou pole WPB v hornej časti diagramu a približne prechádzajúcou cez stred poľa WPB, je podmienený variabilným faktorom F_1 a F_2 , hlavne variabilitou K_2O , Na_2O a MgO , ktoré tieto faktory ovplyvňujú. Nevýrazná inklinácia — smerovanie priebehu trendu k shoshonitovým magmám, je podmienená i zvýšeným obsahom alkálií v niektorých vzorkách oproti obsahu alkálií v iných vzorkách skúmaného komplexu. Podiel K_2O však nepresahuje 3 %. Faktor F_1 dosahuje 0,148—0,326. Nepresahuje líniu s hodnotou $F_1 = 0,33$, ktorá sa považuje (l.c.) za deliacu líniu pre bazalty vnútroplateľovej tektoniky od bazaltov ostrovných oblúkov. Faktor F_2 sa pohybuje od -1,293 do -1,579. Faktor F_2 je ovplyvňovaný hlavne obsahom MgO a K_2O .



Obr. 52 Alkalické bazalty stredného a južného Slovenska v diskriminačnom diagrame sensu J. A. PEARCE (1976). Diagram ukazuje na tektogenetickú priradenosť na základe faktorov makroprvkov. Pole vľavo — vnútroplateľové bazalty, pole vpravo hore — shoshonity, stredné pole — tholeiity ostrovných oblúkov, dolné pole — bazalty oceánskeho dna. Bližšie v texte.

Obr. 53 Alkalické bazalty stredného a južného Slovenska v diskriminačnom diagrame — J. A. PEARCE—J. R. CANN (1973). Diagram ukazuje na tektogenetickú priradenosť na základe faktorov mikroprvkov. 1 — vnútroplatňové bazalty, 2—3 — nízkodraselné tholeiity, 3 — bazalty oceánskeho dna, 3—4 — Ca-alk bazalty.



Prístupné analytické údaje (A. EMBEY ISZTIN 1980, 1981) o pliocénno-pleistocénnych alkalických bazaltoch z oblasti Balatonu v Maďarsku, ktoré sú podľa viacerých náznakov najpravdepodobnejšie súčasťou bázičného vulkanizmu odohrávajúceho sa na strednom a južnom Slovensku, vykazujú (l.c.) vnútroplatňovú tektogenézu a vo vnútroplatňovom bloku v diagrame na obr. 52 tektogenetický trend nápadne podobný alkalickému bázičnému vulkanizmu stredného a južného Slovenska.

J. A. PEARCE—J. R. CANN 1973 poukázali na možnosti rozlíšenia tektonicky rozdielnych bazaltických oblastí i pomocou stabilných stopových prvkov. V diagrame vzťahu Zr—Ti—Y odlišujú vnútroplatňový vulkanizmus od vulkanizmu platňových okrajov. Ich koncepcia diskriminácie vnútroplatňového vulkanizmu predpokladá diferencovanie vulkanizmu situovaného na ostrovných oblúkoch a aktívnych kontinentálnych okrajoch od vnútroplatňového vulkanizmu. Diagram Zr—Ti—Y (obr. 53) ozeľmuje už vyššie uvedené závery, že skúmané alkalické bazalty stredného a južného Slovenska eruptovali za vnútroplatňovej situácie. Diagram na obr. 52 je skonštruovaný na základe chemizmu vyhovujúceho podmienkam diskriminácie, ktoré sú podľa J. A. PEARCEA 1976:

1. $\text{CaO} + \text{MgO} = 12 - 20 \%$

2. $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 < 0,5$

3. kysličníky hlavných prvkov + $\text{H}_2\text{O} = 99 - 101 \%$

4. upravené TiO_2 a Y ppm na požadované projekčné body v diagrame signalizujú zhodne pravdepodobnosť vnútroplatňovej tektoniky a ich erupciu cez kontinentálnu kôru.

Špecifičnosť a svojráznosť skúmaných bazaltov s preukázanou vnútroplatňovou tektonikou podporujú i obrazy distribúcie absolútnych i chondriticky normalizovaných obsahov vzácnych zemín. Chondriticky normalizované obsahy alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska ukazujú obohatené obrazy. Takéto sú i obrazy bazaltových hornín tholeiitických i alkalických, kontinentálnych i oceánických tektogénéz. Obsahy ľahkých TR sú vyššie ako obsahy ťažkých TR. Chondriticky normalizované obsahy skúmaných bazaltov

sú však (tab. 3/b) vyššie ako chondriticky normalizované obsahy tholeiitických a alkalických oceánických typov a nižšie ako chondriticky normalizované obsahy tholeiitických a alkalických typov bazaltov niektorých (prístupných údajmi) typických riftových zón kontinentov.

Aplikácia analytických údajov na petrogenézu

Na súčasnom stupni rozpracovanosti petrogenézy sa všeobecne prijímajú tieto postuláty:

1. bazické magmatické horniny vznikajú kryštalizáciou, a to z bazických magiem;
2. primárne bazické magmy sa generujú z plášťových hmôt ich čiastočným tavením;
3. obdoby plášťových hmôt vo vesmírnych priestoroch sú chondrity, v zemskej kôre sa pripisuje obdoba plášťových hmôt xenolitom v bazaltoch a v kimberlitoch.

Bazaltové horniny prírodných výskytov sa porovnávajú s chondritmi. Sleduje sa tým predpokladaná identita a stupeň variability bazaltových hornín rozličných tektogén s plášťovými hmotami. Pri skúmaní bazických hornín, ich genézy i zdroja magiem sa volí upravené chemické zloženie. V zmysle zaužívanej CIPW klasifikácie založenej na upravenom chemickom zložení charakterizujú H. S. YODER—C. E. TILLEY (1962) bazaltové horniny a magmy, z ktorých tieto horniny vznikajú, pomocou normatívnych minerálov takto:

tholeiity	— bazalty s normatívnym hypersténom
kremité tholeiity	— bazalty s normatívnym hypersténom a kreménom
olivinické tholeiity	— bazalty s normatívnym hypersténom a olivínom, hyperstén 3 %
olivinické bazalty	— bazalty s normatívnym olivínom, 0—3 % normatívneho hypersténu, bez normatívneho nefelínu
alkalické olivinické bazalty	— bazalty s normatívnym olivínom a nefelínom, nefelín 5 %
bazanity	— bazalty s normatívnym olivínom, nefelínom a albitom, nefelín 5 %, albit 2 %, normatívny ortoklas a/alebo leucit, ale nie normatívny larnit
olivinicko-melilitické nefelinity	— zloženie podobné bazaltom s normatívnym olivínom, nefelínom, leucitom a larnitom

Podstatný rozdiel medzi uvedenými magmatickými typmi je v stupni nasýtenia na SiO_2 . Obsah SiO_2 klesá od 47—49 % (v olivinických tholeiitoch), do 38 % (v olivinicko-melilitických nefelinitoch), zatiaľ čo podiel alkálií ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) a CaO narastá hlavne v nefelinických varietách. Ďalšie variácie v bazaltovom zložení sú spôsobené vyšším obsahom Al_2O_3 , ako v olivinických tholei-

itoch alebo alkalických olivinických bazaltoch, pri rovnakom alebo podobnom obsahu SiO_2 a Na_2O a K_2O (H. KUNO 1968).

Na petrogenézu alkalického bazického vulkanizmu stredného a južného Slovenska sa v minulosti aplikoval (M. KUTHAN et al. 1968) model orogénnej palingenézy rozpracovaný pre vulkanizmus Indonézie R. W. BEMMELENOM (1950). Alkalický bazický vulkanizmus skúmaných oblastí sa chápal ako finálna fáza, jeho lávy sa postupne diferencovali z magmy mobilizovanej vo vrcholno-orogénnom štádiu formovania Karpát. Táto koncepcia sa neopierala o podstatné fenomény vývoja hornín a vzniku magiem a moment fázovosti pre komparované vulkanity ako petrogenetický moment nebol platný.

Komplex pliocénno-pleistocénnych bazaltov zahrňuje podľa klasifikácie: tholeiity — vz. č. 18

kremité tholeiity — vz. č. 3, 4, 5, 11

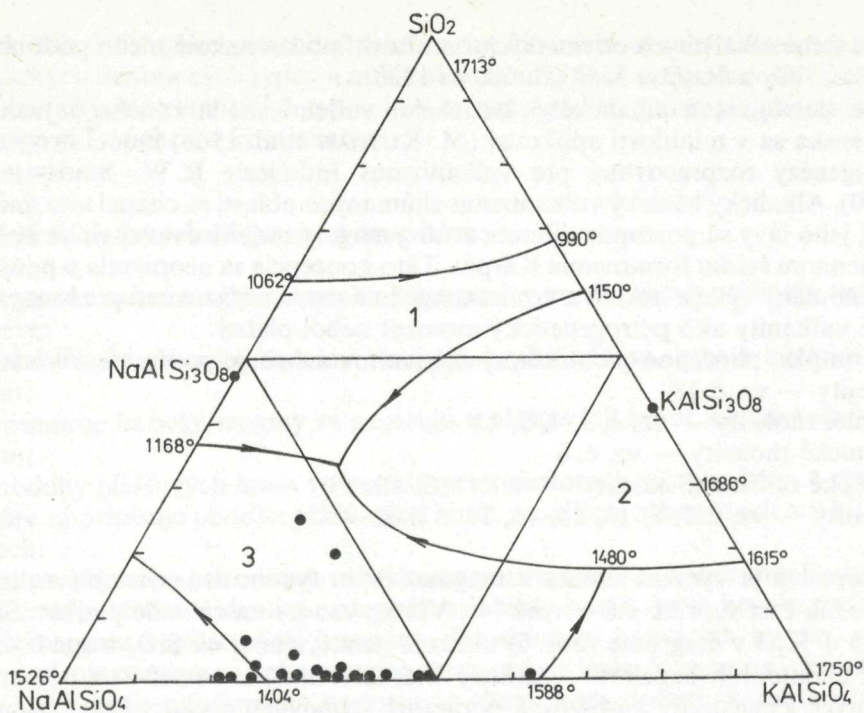
olivinické tholeiity — vz. č. 6

alkalické olivinické bazalty — vz. č. 1, 2, 12, 19

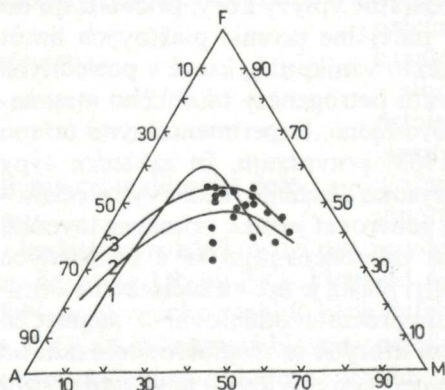
bazanity — vz. č. 7, 8, 13, 14, 15, 16, 17, 20

Nápadná je výrazná afinita k magmatickým typom nenasýteným na SiO_2 . Prevažná časť vzoriek má normu Ne. Všetky vzorky na základe pomeru $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ v diagrame (obr. 6) ukazujú nenasýtenosť na SiO_2 a spadajú do poľa alkalických bazaltov. Alkalický charakter možno overiť i na pomeroch hlavných kyslíčnikov a obsahu a pomeroch stopových prvkov. Potvrdzujú ho všetky základné charakteristiky chemizmu. Nediferencovanosť kontinentálnych — CON — a oceánických — OIB — bazaltov poukazuje na to, že kontinentálna kôra granitového a oceánska kôra bazaltového zloženia ovplyvňuje minimálne, alebo neovplyvňuje vôbec chemické zloženie bazaltov, ktoré ňou prenikajú. J. A. PEARCE (1976) i J. A. PEARCE—J. R. CANN (1973) použili pri konštruovaní tektonického modelu pre kontinentálne bazalty — bazalty riftových zón a pre oceánske bazalty — bazalty oceánskych ostrovov, ktoré sa považujú (D. H. GREEN 1970) za hlavné ukazovatele podmienok vnútroplátňovej kontinentálnej a vnútroplátňovej oceánickej tektogenézy.

Ak pri limitovaní petrogenézy miocénno-pleistocénneho bazaltového vulkanizmu vylúčime na základe uvedeného i podstatné vplyvy kôry, prichádzajú do úvahy ako hlavné petrogenetické faktory parciálne tavenie plášťových hmôt a procesy segregácie kryštálov z taveniny takto vznikutej, ktoré v posledných dvoch desaťročiach dominujú pri objasňovaní petrogenézy bazického magmatizmu ako experimentálne preverené a odôvodnené. Experimentálnymi údajmi D. H. GREEN—A. E. RINGWOOD et al. (1968) potvrdzujú, že základné typy bazických magiem (tholeiitová, alkalická i vysoko alumíniové ako vysokotiakové typy, ako aj viaceré ich variety) sa môžu generovať jednak primárne tavením hypotetického pyrolitového zdroja, jednak diferencovaním sa z primárnych magiem. Zloženie bazaltovej magmy vo vnútri pláštia je tak na začiatku determinované parciálnym tavením a v ďalšom štádiu procesmi oddeľovania magmy, čo znamená hlavne podmienkami P, T, $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$, za ktorých sa magma oddeľovala od ostatnej kryštálovej masy pyrolitu a podmienkami, za ktorých sa oddeľovali



Obr. 55 Alkalické bazalty stredného a južného Slovenska v diagrame SiO_2 — KAlSiO_4 — NaAlSiO_4 . 1 — pole stability Na—K živcov, 2 — pole stability leucitu, 3 — pole stability nefelinu sensu K. YAGI (1968). Body situované na základe normatívneho zloženia hornín v tab. 1.



Obr. 54 Alkalické bazalty stredného a južného Slovenska v diagrame AFM. A— $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F— $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, M— MgO . 1 — tholeiitová séria hornín, 2 — vápenato-alkalická séria hornín, 3 — alkalická séria hornín sensu H. KUNO (1968).

kryštály od tejto taveniny. V závislosti od podielu parciálneho tavenia a od hĺbky, v ktorej tavenie prebiehalo, a tým aj od zloženia pyrolitu, sa generujú magmy nasýtené na SiO_2 . Viacerými argumentami sa dokazuje (l.c.), že magma zloženia alkalických bazaltov sa generuje vo väčších hĺbkach a magma zloženia tholeiitických bazaltov v menších hĺbkach, a že alkalické bazalty predstavujú menší podiel parciálneho tavenia za vyšších tlakov ako tholeiity. Jedným z overených argumentov dokazujúcich hlbinnjší pôvod alkalických bazaltových tavenín ako tholeiitických tavenín sú aj xenolity a xenokryštály ultrabázickej fácie ako nepretavené reziduá zachované v alkalických bazaltových horninách vykryštalizovaných z takýchto primárnych tavenín. Zloženie xenolitov a charakter xenokryštálov sú ukazovateľmi variabilných podmienok tých hlbinných úrovní, na ktorých dochádzalo k taveniu a generácii magmy.

Na základe uvedeného môžeme považovať za smerodajné orientačné ukazovatele petrogenézy miocénno-pleistocénneho bázického vulkanizmu stredného a južného Slovenska na viacerých výskytoch zistené viaceré variácie xenolitových a xenokryštálových inklúzií. V súhlase s vyššie citovanými prístupnými experimentálnymi údajmi o peridotitoch s obsahom spinelu i s údajmi o stabilite kaersutitu, apatitu, ulvospinelu a iných môžeme ich považovať za relikty parciálneho tavenia peridotitového vrchného plášťa prebiehajúceho pri teplote 1000°C v hĺbke max. 60 km a genézu alkalických bazaltov viacerých výskytov stredného a južného Slovenska, v ktorých sú tieto xenolity a xenokryštály obsiahnuté, za primárnu. Vykryštalizovali z plášťových magiem bez podstatného podielu frakčnej kryštalizácie a bez podielu reakcie taveniny s okolitou, plášťovou, prípadne kôrovou horninovou bariérou.

Na nejednotnosť petrogenézy miocénno-pleistocénneho bázického vulkanizmu stredného a južného Slovenska poukazuje nielen v jedných prítomnosť, v druhých neprítomnosť inklúzií plášťového pôvodu a ich variabilné zloženie, ale aj variabilita v modálnom zložení bazaltových hornín samotných. Všetky skúmané vzorky obsahujú olivín a pyroxén vo výrastliciach. V základnej hmote sú zastúpené prevažne ako kryštalizačné očká. Amfibol bazaltický je zastúpený len v niektorých varietách. Variabilita podielu salickej zložky je výraznejšia ako variabilita femickej zložky. Niektoré vzorky sú bez živcov intratelurického vývoja. V niektorých vzorkách majú živce menší podiel ako olivíny a pyroxény, v niektorých typoch sú v prevahe nad femickou zložkou. Vo väčšine prípadov živce vystupujú ako plagioklasy $\text{An}_{60} - \text{An}_{75}$. V zriedkavých prípadoch sú zastúpené aj ortoklasy. Živce sú vždy v prevahe nad foidmi. Výrastlice foidov — vždy nefelínu — sú zriedkavé a nestabilné, korodované. Nefelín v efuzívnom vývoji je zastúpený alebo ako intersticiálna časť horniny, alebo ako alotriomorfne zrníčka. Len v ojedinelých prípadoch v základnej hmote ako primárne (pravdepodobne) vystupujú zeolitové minerály. Indície modálneho zloženia bazaltových hornín na variabilnú genézu hornín celého komplexu miocénno-pleistocénneho vulkanizmu stredného a južného Slovenska sa osobitne výrazne prejavujú v chemizme.

Genetickú priradenosť skúmaných bazaltových hornín k dvom (zjednodušeným) možným spôsobom: 1. kryštalizácia taveniny vznikajúcej parciálnym

tavením plášťa bez podielu frakčnej kryštalizácie a bez podielu reakcie s najbližším horninovým okolím; 2. kryštalizácia taveniny vzniknutej po frakčnom oddelení určitej časti mafickej zložky, tiež bez podielu reakcie s horninami okolia, okrem už uvedeného opodstatňujú podiely MgO a podiely K₂O a pomerné obsahy MgO a K₂O.

Variabilný podiel MgO (tab. 2) v skúmaných bazaltoch sa pohybuje v rozsahu 3,45—12,33 %. Podiely nad 10 % obsahujú horniny, v ktorých aj podiel FeO je najvyšší zo zistených obsahov (vz. č. 2, 7). Variabilný podiel FeO sa pohybuje od 3,16—8,84 %. Sú to alkalické olivinické bazalty a bazanity s najvyššou normou Ol, raz s nižšou (vz. č. 2), inokedy s vyššou normou Ne a súčasne s najnižším zisteným podielom K₂O — 1 %. Minimálne zistené hodnoty MgO (napr. vz. č. 3, 17) sú v horninách, v ktorých je podiel FeO rovnaký alebo veľmi blízky podielu MgO. Jedna (vz. č. 3) sa radí k tholeiitickému typu s normou Q a druhá (vz. č. 17) k alkalickému typu s normou Ne. Obsah K₂O je v nich vyšší ako v predchádzajúcich, až najvyšší z celého komplexu. Len v niektorých z týchto hornín sa zistili xenolity a xenokryštály, na základe ktorých by bolo možné približne usudzovať o pravdepodobnej genéze. Tieto kontrastné rozdiely v MgO nie sú z hľadiska petrogenézy jednoznačné, z toho dôvodu je vhodnejší koeficient horečnatosti. Koeficient horečnatosti — $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{++}$ v atómových množstvách, ktorý vyššie citovaní autori považujú za spoľahlivý ukazovateľ podmienok vzniku tholeiitovej a alkalickéj magmy pri tavení pyrolitového plášťa a za ukazovateľ frakčnej kryštalizácie, dosahuje v skúmaných bazaltových horninách stredného a južného Slovenska hodnoty 47,5—77,4 (tab. 11). V zmysle vyššie citovaných autorov koeficient horečnatosti — Mg — 65—75 zodpovedá bazaltom vykryštalizovaným z primárnej taveniny, s normatívnym zložením blízkym olivinickému bazaltu až olivinicko-melilitickému nefelinitu a kimberlitu. Za model takejto parentálnej magmy (sensu G. A. MAC DONALD—J. K. KATSURA 1964) sa považuje magma eruptovaná v roku 1959 na Kilauea Iki z pravdepodobných, experimentálne preverených hĺbok 40—60 km.

Na základe tohto kritéria sa bazaltové horniny stredného a južného Slovenska s hodnotami koeficientu horečnatosti 65—75 (vz. č. 1, 2, 5, 6, 7, 11, 13, 14, 16, 19, 20) genézou priradujú k primárnym, plášťovým, parciálnym taveninám a bazaltové horniny s hodnotou koeficientu horečnatosti nižšou ako 65 (65—47,5) — vz. č. 3, 4, 8, 12, 17, 18 by vznikali z taveniny po frakčnej kryštalizácii mafickej zložky.

Horniny s koeficientom horečnatosti 65—75 zodpovedajú prevažne alkalickým olivinickým bazaltom a bazanitom, ale i kremitým tholeiitom (vz. č. 5, 11). Vo väčšine vzoriek sa zistili xenolity a xenokryštály pravdepodobne plášťového pôvodu. Vo vzorkách, ktoré sa na základe koeficientu horečnatosti radia k primárnej magme, ale neboli v nich pozorované xenolity peridotitovej povahy, je nateraz problematický pôvod rombických pyroxénov vo výrastliciach i pôvod olivínu s vysokým podielom Mg zložky. Horniny s takýmto výrastlicami majú koeficient horečnatosti aj vyšší ako 75. Na zvýšení tohto koeficientu sa pravdepodobne podieľajú uvedené výrastlice olivínu a pyroxénu ako xenokryštály.

Horniny s koeficientom horečnatosti nižším ako 65 by podľa uvedenej diskri-

minácie (l.c.) vznikali frakčnou kryštalizáciou. Zodpovedajú tholeiitickým typom (vz. č. 3, 4), ale i alkalickým typom s vysokou normou Ab, An, Or, nízkou normou Ne a pomerne nízkou normou Hy, Ol, Di. Modálnym zložením sa niektoré typy líšia od predchádzajúcich prevahou živcovej zložky. V niektorých alkalických typoch tejto skupiny s nižším koeficientom Mg ako 65 (napr. vz. č. 1, 2) boli zistené xenolity i xenokryštály predpokladaného plášťového pôvodu. Pri výskume miocénno-pleistocénneho vulkanizmu sme použili vzorky hornín po odstránení (oddelení) xenolitov a xenokryštálov, ako uvádzame v metodike, len okom viditeľných rozmerov. Ich mikroskopické kúsky sa nevyučujú, naopak, výbrusový materiál potvrdzuje ich prítomnosť, čo znamená, že majú určitý podiel i na chemizme hornín.

Ak vychádzame i z modálneho zloženia skúmaných hornín, na základe ktorého všetky skúmané bazaltové horniny stredného a južného Slovenska obsahujú modálny olivín a viaceré i modálny nefelín, môžeme predpokladať nejednotné a zložitejšie situácie v priebehu vzniku a vývoja celého komplexu bázického vulkanizmu a nielen postupy jednoznačne objasniteľné na základe koeficientu horečnatosti. Niektoré tholeiitické typy (napr. olivinické tholeiity) s koeficientom horečnatosti blízky hodnote 65 mohli by sa generovať parciálnym 25—30 %-ným tavením pyrolitu v hĺbke 35—70 km, a niektoré tholeiitické (tiež olivinické tholeiity) s koeficientom horečnatosti blízky 65 by mohli zodpovedať plytkým frakčným derivátom z tholeiitických pikritických magiem primárnej povahy zodpovedajúcej 35—40 % taveniu v hĺbke 70—100 km. Podobné aplikácie i na genézu niektorých alkalických typov bazaltov skúmaného komplexu by boli v súlade s modelmi genézy bazaltových magiem. Variabilné alkalické typy hornín v zmysle údajov vyššie citovaného autora sú experimentálne zdôvodnené i ako parciálne taveniny pyrolitu (ako primárne plášťové magmy) i ako postupné, frakčné diferenciáty parciálnych tavenín primárnych magiem typu olivinických tholeitov z hĺbky 70—100 km.

Ak by sme pripustili možnosť, že skúmané tholeiitické typy s nižším koeficientom horečnatosti ako 65 sú diferenciáty tholeiitických pikritov, čo je v súlade s experimentálnym modelom D. H. GREENA (1970) a zodpovedá aj normatívnemu zloženiu niektorých našich tholeiitických variet, potom musíme predpokladať, že ekvivalenty tejto pikritickej magmy ako parciálnej taveniny existujú vo väčších hĺbkach.

Podiel hlavných prvkov dovoľuje predpokladať pre väčšiu časť výskytov alkalických bazaltov genézu parciálnym tavením variabilného rozsahu a tým variabilných podmienok v hĺbke 30—70 km, a pre menšiu časť výskytu bazaltov frakčnú kryštalizáciu.

Ak ako kritérium genézy alkalického bázického vulkanizmu použijeme obsah stopových kompatibilných prvkov, musíme vychádzať z toho, že koncentrácia týchto prvkov, napr. Sc, Cr, Co, Ni sa výrazne odráža v distribučnom koeficiente solidus/likvidus, čo znamená, že porušením stability peridotovej formácie plášťa distribúcia týchto prvkov v zmysle záverov P. W. GASTA (1968) bude citlivo reagovať na frakcionáciu mafickej zložky. Horniny, v ktorých dosahuje distribúcia týchto prvkov najvyššiu koncentráciu, zhodnú napríklad

s distribúciou peridotových xenolitov alebo chondritov, napr. bazaltických chondritov, sensu P. W. GAST (l.c.), neprekonali frakčnú kryštalizáciu. Ich genéza zodpovedá primárnym parciálnym taveninám.

Skúmané alkalické bazalty sú obsahom týchto prvkov v pomere $Cr > Ni > Co$ — maximálnymi absolútnymi hodnotami veľmi blízke oceánickým tholeiitickým bazaltom podľa údajov A. E. J. ENGELA—C. G. ENGELA—R. G. HAVENSA (1965), ktoré sa považujú za primárne plášťové taveniny v oceánických oblastiach. Absolútne minimálne hodnoty sa približujú hodnotám alkalických oceánických bazaltov, ktorých genéza sa objasňuje následnou akumuláciou po parciálnom tavení z tholeiitických magiem (P. W. GAST 1968). Obsahy Cr, Ni a Co v skúmaných horninách negatívne korelujú s podielom alkálií a pozitívne s podielom MgO i s koeficientom horečnatosti a napriek tomu, že celkový vývojový trend najmladšieho bazického vulkanizmu stredného a južného Slovenska zaznamenáva postupnosť od variácií s vyšším podielom mafickej zložky k variáciám s vyšším podielom salickej zložky v koncentrácii kompatibilných prvkov, ukazujú sa viaceré čiastkové oblastné petrogenetické režimy s vlastnými plášťovými taveninami a ich kumulatívnymi derivátmi.

Viacere vzťahy a pomery kompatibilných aj inkompatibilných prvkov (tab. 2, 3, obr. 18, 30, 34, 35) poukazujú na takéto i oblastné variácie reflektujúce nejednotnosť v distribúcii stopových prvkov v skupine horninových typov nenasýtených na SiO_2 i v skupine horninových typov nasýtených na SiO_2 . S tým sú v súlade i doterajšie údaje o veku niektorých výskytov.

Pomerne vysoká frakcionácia inkompatibilných prvkov ako Ti, P, U, Th, Ba, Rb, Sr, Cs, Zr, Hf, ako aj prvkov vzácnych zemín a yttria v miocénno-pleistocénnych bazických vulkanitoch stredného a južného Slovenska nemôže byť s ohľadom na distribučný koeficient solidus/likvidus sensu údajov P. W. GASTA (1968) dostatočne objasnená procesmi frakčnej kryštalizácie. Variácie obrazov distribúcie vzácnych zemín skúmaných hornín (obr. 51), obohatenie o ľahké TR v pomere k ťažkým TR a Y, málo výrazná a ojedinele až výrazná pozitívna európiová anomália odrážajúca variácie tzv. vápnikového efektu (J. A. PHILPOTTS—C. C. SCHNETZLER 1968) bazického vulkanizmu stredného a južného Slovenska poukazujú na genézu hornín variabilným stupňom parciálneho tavenia pláštá na variabilnej hĺbkovej úrovni, v podmienkach stability granátu ako najhlbšej úrovne, ako pochodu dominantne sa podieľajúceho na genéze alkalických bazických vulkanitov stredného a južného Slovenska.

Záver

Podiely hlavných horninových prvkov, ich kysličníkov a ich vzájomné pomery, obsahy stopových, chemicky kompatibilných aj inkompatibilných prvkov a osobitne obsahy prvkov vzácnych zemín a yttria, ako aj ich vzájomné pomery a pomery stopových s hlavnými prvkami poukazujú na tieto základné charakteristiky chemizmu miocénno-pleistocénneho vulkanizmu stredného a južného Slovenska:

1. z podielu alkálií a jeho pomeru k SiO_2 vyplýva zaradenie všetkých bazaltov miocénno-pleistocénneho vulkanizmu stredného a južného Slovenska do skupiny alkalických. Ojedinelé vzorky v iných reláciách v dôsledku nízkeho podielu MgO , pri zvýšenom podiele celkového FeO a vysokom podiele alkálií vo vzťahu k SiO_2 získavajú normu Qz (maximálna hodnota normy Qz nedosahuje ani 5 %) popri norme Hy, alebo nízku normu Ol popri norme Hy, a tak sa zaraďujú geneticky neodôvodnene k tholeiitickým;

2. alkalický charakter chemizmu potvrdzujú zvýšené variabilné podiely Al_2O_3 v pomere k SiO_2 , zvýšené obsahy TiO_2 v relácii ZR/ P_2O_5 , koeficienty horečnatosti v relácii s koeficientom železitosti, ako aj ďalšie pomery a znaky hornín;

3. alkalinita má charakter nátriový, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,3\text{—}3,1$ a nátriovosť — $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ dosahuje hodnoty 0,6 a vyššie;

4. alkalický charakter chemizmu je zvýraznený a súčasne limitovaný normou Ne nepresahujúcou 20 % (Ne = 2,60—16,01 %), normou Ol = 1,39—21,87 %, normou Hy = 3,66—14,74 %, normou Di = 2,21—29,16 %, čo ukazuje na absenciu pikritických členov, absenciu nefelinitických členov, ktoré majú vysokú normu Ne (30—35 %), s vysokým podielom normy Ol a melilitických členov s vysokým podielom normy Ol, Lc, La ap.;

5. chemizmus odráža modálne zloženie, pre ktoré je charakteristický olivín a monoklinický pyroxén, menej plagioklas — An 50—80. Dominujú porfyrické vývoje. Ojedinelé afyrické štruktúry patria tiež k alkalickým varietám. Abysálne tholeiity afyrického vývoja neboli zistené. Variety s nižším podielom živcov, chemicky nenasýtené na SiO_2 , obsahujú viaceré variety xenolitov a xenokryštálov ako pravdepodobné rezíduá nepretaveného peridotového zdroja magiem;

6. chemizmus charakterizujú relatívne vysoké pomery stopových prvkov v pomere s draslíkom. Napriek tomu, že väčšina stopových prvkov ako Rb, Cs, U, Th, Hf, Ta, Zr a ďalšie prejavujú tendenciu zvyšovania sa frakcionácie pri zvýšenej frakcionácii draslíka, pretože absolútne obsahy stopových prvkov, aj keď v relácii ku chondritickým sú vysoké, ale v relácii s draslíkom neúmerne nízke, pomery draslík/ stopový prvok sú vysoké až veľmi vysoké;

7. koeficient horečnatosti — $100 \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ (atómové množstvá) sa pohybuje od 47,5 do 75 a podiel $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ dosahuje 0,9—3,2;

8. koeficient alumíniovosti dosahuje hodnoty pomerne nízke — 28—31 a vo vzťahu k pomeru SiO_2/alk postačuje na pomerne vysoké normy Or, Ab, An. Normy Ac a C nie sú v chemizme celého komplexu zastúpené;

9. obsahy stopových prvkov, chemicky kompatibilných aj inkompatibilných, majú vyššie koncentrácie v skúmaných bazaltoch ako v chondritických bazaltoch. Kompatibilné (Ni, Co, Cr) prejavujú výrazné negatívne korelácie vo vzťahu ku K_2O a SiO_2 .

Väčšina inkompatibilných prvkov vykazuje výrazné pozitívne korelácie vo vzťahu k alkáliám a k SiO_2 ;

10. frakcionáciu TR a Y miocénno-pleistocénnych bazaltov stredného a južného Slovenska poznačujú, podobne ako pri inkompatibilných stopových prvkoch, vyššie obsahy ako chondritické. Modely frakcionácie TR a Y vykazujú

vyššie, chondriticky normalizované obsahy ľahkých vzácnych zemín oproti ťažším vzácnym zeminám a ytria (obohatený obraz). Charakteristická je pre ne zvlášť málo výrazná až postupne výrazná pozitívna európiová anomália odrážajúca vápnikový efekt;

11. tektogenézou na podklade faktorov F_1 a F_2 sensu J. A. PEARCE (1976) a na podklade vzťahu Ti—Zr—Y sensu J. A. PEARCE—J. R. CANN (1971) sa miocénno-pleistocénny vulkanizmus stredného a južného Slovenska zaraďuje k vnútroplatinovým kontinentálnym režimom;

12. petrogenézu na podklade doterajších údajov o chemizme miocénno-pleistocénneho vulkanizmu predpokladáme parciálnym (max. 15 %) tavením plášťového zdroja v hĺbkach približne 30—70 km, na úrovni stability granátu.

Literatúra

- BEMMELEN, R. W. 1950: On the origin of igneous rocks in Indonezia. — *Geol. en Mijnb.* 12, 7, Holand, 207—220.
- BALOGH, K.—MIHALIKOVÁ, A.—VASS, D. 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. — *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* 7, Bratislava, 113—126.
- CANN, J. R. 1970: Petrology of basalts dredged from the Gulf of Aden. — *Deep. Sea Res.* 17, 477—482.
- CROSS, W.—IDDINGS, J.—PIRSON, L.—WASHINGTON, H. 1904: A quantitative Chemico-mineralogical Classification of Igneous Rocks. — Chicago Univ. Press.
- ČAJKOVÁ, M. 1957: Geologicko-petrografické pomery v oblasti Ostrá Lúka—Bacúr—Dubovô. — *Geol. Práce, Spr.* 10, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 133—146.
- EMBEY—ISZTIN, A. 1980: Major Element Patterns in Hungarian Basaltic Rocks; An Approach to Determine their Tectonic Settings. — *Ann. hist. natur. Mus. nat. hung.* 72, Budapest, 19—31.
- EMBEY—ISZTIN, A. 1981: Hazai bazaltos közeleink főalkotórészeinek statisztikai vizsgálata: Kísérlet a bazaltok tektonikai helyzetének meghatározására. — *Földt. Közl. Bull. Hung. Geol. Soc.*, 111, Budapest, 43—58.
- ENGEL, A. E. J.—ENGEL, C. G.—HAVENS, R. G. 1965: Chemical characteristics of Oceanic Basalts and the Upper Mantle. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, 719—734.
- EWART, A. 1968: Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of Sr, Rb, K, U and Th abundances. — *Geochim. cosmochim. Acta* 32, 699—725.
- FEJFAR, O. 1961: Die plio- pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnačka und Ivanovce (Slowakei) ČSSR I. — *Neu Jb. Geol. Paläont. Mh.* 3, Stuttgart, 257—273.
- FEJFAR, O. 1964: The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnačka near Fíľakovo in Southern Slovakia. — *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.*, 30, Praha, 1—116.
- FIALA, F. 1938a: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri Banské Štiavnici. — *Zbor. Št. ban. Muz.*, 2, Banská Štiavnica, 53—66.
- FIALA, F. 1938b: Nefelinický bazanitoid od Podrečian severne Lučenca. — *Zbor. Št. ban. Muz.*, 2, Banská Štiavnica, 36—52.
- FIALA, F. 1952: Alkalické čediče (basanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehu u Nové Baně na Slovensku. — *Sbor. Nár. Muz.* 5, Praha, 1—32.
- FLOYD, P. A. 1976: Geochemical Variation in the Greenstones of S.W. England. — *J. Petrology*, 17, 3, Clarendon Press. Oxford, 522—545.
- FORGÁČ, J. 1970: Trace elements in basalts of Slovakia. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, XXI, 2, Bratislava, 239—260.
- FREY, F. A.—HASKIN, L. 1964: Rare earths in oceanic basalts. — *Journ. Geol. Res.*, 69, 775—779.
- GAST, P. W. 1965: Terrestrial ratios of potassium to rubidium and the composition of the Earth's mantle. — *Science* 147, 858.

- GAST, P. W. 1968: Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magmatypes. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 32, Printed in Northern Ireland, 1057—1086.
- GREEN, D. H.—RINGWOOD, A. E. et al. 1968: Petrology of the Upper Mantle. — Department of Geophysics and Geochemistry Australian National University, 444, 1—277.
- GREEN, D. H. 1970: A Review of Experimental Evidence on the Origin of Basaltic and Nephelinitic Magmas. — *Phys. Earth Planet. Inter.* 3, North-Holland Comp. Amsterdam, 221—235.
- HASKIN, L. A.—GHEIL, M. A. 1963: The rare earth contents of standard rocks G1—W1 and their comparison with other rare earth distributions. — *J. Geophys. Res.* 68, 2037—2043.
- HOVORKA, D.—FEJDI, P. 1979: Materiál vrchného plášťa v mladokenozoickej provincii alkalických olivínických bazaltov (bazanitov Západných Karpát) *Miner. slov.* 11, 3, 1—282.
- HOVORKA, D.—FEJDI, P. 1980: Spinel Peridotite Xenoliths in the West Carpathians Late Cenozoic Alkali Basalts and their Tectonic Significance. — *Bull. Volcanol.* 43—1, Napoli, 95—106.
- IRVINE, T. N.—BARAGAR, W. R. A. 1971: A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. — *Canad. J. Earth Sci.* 8, 523—548.
- JAKEŠ, P.—WHITE, A. J. R. 1972: Major and trace element abundances in volcanics rocks of orogenic areas. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 29—40.
- JAMIESON, B. G.—CLARKE, D. B. 1970: Potassium and Associated Elements in Tholeiitic Basalts. — *J. Petrology*, 11, 2, 183—204.
- JOPLIN, G. A. 1968: Shoshonite Association. A Review. — *J. Geol. Soc. Aust.* 15, 275—294.
- KANTOR, J.—WIEGEROVÁ, V. 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ method. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.* 32, 1, Bratislava, 29—34.
- KAROLUS, K. 1964: Petrografia a petrochémia slovenských neovulkanitov. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAY, R. 1970: The rare earth Geochemistry of alkaline basaltic volcanics. — *Accopress* 2507, Chicago, Illinois, 1—160.
- KAY, R.—HUBARD, N. J.—GAST, P. 1970: Chemical characteristic and origin of Oceanic Ridge Volcanic Rocks. — *J. geophys.* 8, Am. Geophysical Union, 1585—1613.
- KEESON, S.—PRICE, R. 1972: The Major and Trace Element Chemistry of Kaersutite and its Bearing on the Petrogenesis of Alkaline Rocks. — *Contr. Mineral. Petrology*, 35, 119—124.
- KONEČNÝ, V.—BAGDASARJAN, G. P.—VASS, D. 1969: Evolution of neogene volcanism in Central Slovakia and its confrontation with absolute ages. — *Acta Sci. Hung.*, 13, Budapest, 245—258.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1:100 000. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 2—203.
- KONEČNÝ, P. 1986: Nové výskyty maarov v oblasti Podrečian. — *Práca ŠVOČ — PFUK Bratislava*, 1—30.
- KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Nitra M 34 XXXI. — *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- KUTHAN, M. 1967: Young volcanic rocks of the Carpathians in Slovakia. — In: M. Maheľ—T. Buday, eds: *Regional geology of Czechoslovakia*, II. 628—667.
- KUNO, H. 1968: Differentiation of basalt magmas. In *Basalts — II.* — Eds. Hess H. H.—Poldervaart A. A. *Interc. Publ. New York*, 623—688.
- KYLE, P. R. 1980: Development of heterogeneities in the subcontinental mantle. — *Contr. Mineral Petrology*, 73, 89—104.
- LEXA, J.—KONEČNÝ, V. 1974: The Carpathian volcanic arc.: A Discussion. — *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, Kiadó, Budapest, 18 (3—4), 279—293.
- LEXA, J.—KONEČNÝ, V. in VASS, D. 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy 46222, 46224, 46242 (Fiľakovo 2 a 4, Salgotarján 2). Čiastková správa za rok 1981. — Manuskript — *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- MACDONALD, G. A.—KATSURA, T. 1964: Chemical Composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrology* 5, 82—133.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1975: The Basalt Clan. — *Earth Sci. Rev.*, 11, 337—364.
- MIHALIKOVÁ, A.—ŠIMOVÁ, M. 1965: Final Basalt vulcanism in West Carpathians (Petrography and Petrochemistry). — *Geol. Práce, Spr.* 36, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 257—264.

- MIHALIKOVÁ, A. 1966: Petrologická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 5, 151—189.
- MIHALIKOVÁ, A.—ŠIMOVÁ, M. 1969: Minerály magmatického stadia a kontaktní a xenogenní minerály výlevných hornin Západných Karpat. Neovulkanity. In: J. H. Bernard et al. — Minerologie Československa. — Academia, Praha, 41—44.
- NAIRN, A. E. M.—KAROLUS, K. 1965: A preliminary paleomagnetic study of the rocks of the Central Slovakian igneous province. — Geol. Práce, Spr. 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 149—172.
- NAIRN, A. E. M. 1967: Paleomagnetic investigation of the tertiary and quaternary igneous rocks: III A paleomagnetic study of the East Slovak Province. — Geol. Rdsch. 56, 2, 408—419.
- O'HARA, M. J. 1965: Primary magmas and the origin of basalts. — J. Geol. 1, Edinburgh, 19—40.
- ORLICKÝ, O.—KROPÁČEK, V.—VASS, D. 1982: Paleomagnetizmus a rádiometrický vek alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. — Miner. slov., 14, 97—116.
- PEARCE, J. A.—CANN, R. J. 1971: Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y. — Earth planet. Sci. Lett. 12, 339—349.
- PEARCE, J. A.—CANN, J. R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. — Earth planet. Sci. Lett. 19, 290—300.
- PEARCE, J. A. 1976: Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts. — J. Petrology, 17 (1), 15—43.
- PEARCE, J. A.—NORRY, M. J. 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. — Contr. Mineral. Petrology 69, 33—47.
- PHILPOTS, J. A.—SCHNETZLER, C. C. 1968: Europium anomalies and the genesis of basalt. — Chem. Geol. 3, Amsterdam, 5—13.
- SCHILLING, J. G.—WINCHESTER, J. W. 1969: Rare Earth Contribution to the Origin of Hawaiian Lavas. — Contr. Mineral. Petrology, 23, 27—37.
- SCHNETZLER, C. C.—PHILPOTS, C. C. 1970: Partition coefficients of rare earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineralphenocryst. II. — Geochim. cosmochim. Acta 34, 331—340.
- STRECKEISEN, A. 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — Neu. Jb. Mineral. Abh. 107, 2, Stuttgart.
- ŠIMOVÁ, M. 1965: Finálny bazaltový neovulkanizmus Slovenského stredohoria. — Acta geol. geogr. Univ. Comen. 9, Bratislava, 1—125.
- TAYLOR, S. R. 1962: Meteoritic and terrestrial rare — earth abundance patterns. — Geochim. cosmochim. Acta 26, 81—88.
- THORNSON, C. P.—TUTTLE, O. E. 1960: Chemistry of Igneous Rocks: pt. I. Differentiation Index. — Amer. Sci. 258, 666—684.
- TILLEY, C. E.—THOMPSON, R. N. 1970: Melting and crystallisation relations of the snake River Basalts of southern Idaho, USA. — Earth planet. Sci. Lett., 8, North Holland Publishing Comp. 79—92.
- TUREKIAN, K. K.—WEDEPOHL, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the earths crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 175—192.
- VASS, D.—KRAUS, I. 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. — Miner. slov., 17, 5, 435—440.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Strednee soderžaniye chimičeskich elementov v glavnykh typoch izveržennykh gornych porod zemnoj kory. — Geochimija, 7, Moskva, 555—571.
- WEDEPOHL, K. H. 1967: Geochimistry. Holt, Rinehart and Winston, Inc. — New York, 1—231.
- WILKINSON, J. F. G. 1956: Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma. — Amer. Mineralogist, 41, 724—743.
- YODER, H. S.—TILLEY, C. E. 1962: Origin of basalt magmas. — J. Petrology, 3, 342—532.
- YAGI, K. 1968: Silicate systems related to basaltic rocks. — In Hess A. Polderwaard: Basalts, 1, 359—400.
- ZOLOTAREV, B. P.—SEMENOV, G. S. 1970: Distribution of thorium, uranium and potassium in rocks of tholeiite basaltic series. — Int. Geol. Rev. 13, 10, 1548—1557.

Geochemistry and petrology of Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia

Summary

Alkaline basalts of central and southern Slovakia, structurally and facially fitting into the extensive Alpine - Carpathian — Dinaride system, are situated on the internal side of the Western Carpathians (fig. 1). They developed during the Miocene to Pleistocene age within the area of the Miocene, Badenian-Sarmatian-Panonian volcanism in central Slovakia as well as within the area of predominantly Neogene sediments of southern Slovakia.

Representing the youngest magmatic rocks of the Western Carpathians' region, they draw attention of many geologists. During the last 50 years the study of these rocks, from various geological view-points, has been completed and renewed (F. FIALA 1938, 1952, M. ČAJKOVÁ 1959, M. ŠÍMOVÁ 1965, A. MIHALIKOVÁ 1968, A. MIHALIKOVÁ—M. ŠÍMOVÁ 1975, K. KAROLUS 1964, J. FORGÁČ 1970, A. E. M. NAIRN 1966, O. FEJFAR 1957, 1964, M. KUTHAN 1948, V. KONEČNÝ—J. LEXA 1983, D. HOVORKA—P. FEJDI 1981, J. KANTOR—V. WIEGEROVÁ 1981).

This paper deals with petrochemical and petrogenetical characteristics of these rocks. Authentic chemical analyses of rocks, rock-forming minerals, quantitative analyses of trace elements, including TR were used. TR as well as some trace elements were identified using the INA method.

Geological situation

The alkaline basic volcanism forms (in the sense of F. FIALA 1938, 1952, M. KUTHAN et al. 1963, V. KONEČNÝ—J. LEXA 1976) a wide scale of geological bodies: lava necks, scoria cones, scoria flows, lava flows, dykes, maars, diatremes.

In southern Slovakia lava flows and sheets dominate. The most known exposures in flows and sheets or their relics are localities: Radzovce, elevation point Borkút-Ragáč, Belina-range, Malá Belina, vicinity of el. point Malý Bučoš, Konrádovce, Bulhary, Remeta range, Podrečany, Mášková. At some localities, flows and sheets are situated in the vicinity of a scoria cone — the probable centre of volcanism. Dykes of alkaline basalts intrude into Lower Miocene rocks of scoria cones at the locality Ragáč and Momosa or, inexpressively differentiated, they pass into lava flows (Ragáč, Dunivá hora, Buda, Ostrá, Medvedia Výšina) or are closely related to tuff fillings of diatremes (Šurice, Hajnáčka). Lava necks are known from the localities Zabuda, Tilič from the surroundings of Šurice. Scoria cones are known from Veľký Bučoš, Medvedia Výšina, Ragáč, Dunivá hora, Buda, elev. point 359-Holín in the surroundings of Podrečany. Maars and diatremes, identified only recently in the sense of V. KONEČNÝ—J. LEXA 1981, P. KONEČNÝ 1986, are known from Hodejov, the surroundings of Hajnáčka and Pinciná.

In central Slovakia, at the eastern margin of the Štiavnické vrchy Mts. and the adjacent Pliešovská kotlina depression, relics of a lava flow are preserved in surroundings of the villages Ostrá Lúka, Dubové, Bacúrov, Dobrá Niva, Devičia, Babiná. At the western margin of the Štiavnické vrchy Mts., in the area of Nová Baňa, the alkaline basic volcanism is represented by lava flows, a scoria cone and dyke bodies. Projecting lava necks occur in the central part of the Štiavnické vrchy Mts. — elevation point Kalvária 726,5 and northward — near the village Kysihýbel (note scheme of occurrences of alkaline basalts, fig. 1).

Tectonic position

The Miocene-Pleistocene volcanism is according to (V. KONEČNÝ—J. LEXA 1974, 1983) allied to a tectonic-structural preparedness of a predominantly volcanic environment in central and of predominantly sedimentary environment in southern Slovakia. The predisposition of these 2 regions is related mainly to the Miocene-Pleistocene structures and structural development of the Carpathian

Basin situated internally with regard to the Carpathian Arc. Tectonics, differentiated subsidence of the basin due to its Sarmatian development and volcanic activity resulted into the revival and deepening of shallower faults even at the marginal parts of the basin and so allowed penetration of magmas from simatic levels during the Pliocene and Pleistocene age. Migration of fault lines induced the migration of volcanic centres of the older rhyolite-andesite volcanism as well as the younger alkaline basic volcanism.

The relation of volcanic centres to fault lines in central and southern Slovakia can be correlated at most occurrences. Positions of some eruptive centres in reference to lava bodies have not been quite explained yet.

The occurrences of alkaline basalts in central and southern Slovakia represent the northern-most occurrences of the Tertiary-Quaternary alkaline basalts of the Intra-Carpathian volcanic girdle. These are most abundant precisely on the territory of Slovakia. Structurally and tectonically they incline to the evolution of the northern and north-eastern margin of the Panonian Basin. Their territorial and time dispersion, mainly in southern Slovakia (i.c.), result from the existence of complicated deep faults and from the subsidence of predominantly sedimentary masses related to the formation of the Carpathian Basin in its last evolution stages during the Pleistocene.

Evolution

The age of basic extrusions in surroundings of Hajnačka, determined on the basis of fauna relics (O. FEJFAR 1957, 1964), is villafranchian. Superpositional relations of alkaline basalts to Quaternary river terraces of Hron in the sense of F. FIALA 1958 assign alkaline basalts of the Nová Baňa area to the Quaternary period. Magnetometric measurements (A. E. M. NAIRN—K. KAROLUS 1965, A. E. M. NAIRN 1966, O. ORLICKÝ et al. 1982) revealed that the alkaline basalts developed within a wider time scale. Latest age data on the alkaline basic volcanic rocks of central and southern Slovakia (J. KANTOR—V. WIEGEROVÁ 1981, K. BALOGH et al., D. VASS et al. 1984) confirm a certain success and sequence of the evolution of the alkaline basic volcanism in the range of 8 mil.y., from the Pontian continuing through the whole Pleistocene. A review of latest data on the evolution of the studied rocks using the $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ method is given in fig. 2. From fig. 2 it is evident that the oldest flows (older than 7 m.y.) are known both from central and southern Slovakia. Localities of identic or approximate ages are situated either close to each other or are max. distant. The oldest occurrences are situated internally within the area of central or southern Slovakia. Just so the youngest rocks occur both in central and southern Slovakia. Effusions of superposed flows are not in age conformity to one another nor with the basic flow. Majority of young effusions is concentrated in southern Slovakia in the Fíľakovo area. Only one single occurrence of basanite is at the western margin of the Štiavnické vrchy Mts. Rocks of necks or other subvolcanic bodies correspond to the oldest, rocks of lava flows to the youngest.

Lithology

The Miocene-Pleistocene alkaline basic volcanism of central and southern Slovakia is represented by lava volcanic rocks and their breccias, less by volcanopyroclastical rocks and sporadically by sedimentary-volcanic rocks. Effusive and extrusive lavavolcanic rocks represent the most widespread lithological type. They form lava flows, sheets, dykes, veins and lava necks. The rocks are massive, compact, in places porous; of a block-lump, tabular, prismatic jointing. Projecting necks or upper parts of flows display rare sonnenbrener jointing and desintegration into polygonal to spheroidal clasts. The rocks are usually grey, dark-grey to black, of differentiated granularity, always porphyric. Rocks from some localities are greyish-white — light-grey, densely porous. A relatively homogeneous rock structure of flows and sheets is a lithologically typical feature of lava rocks at most occurrences. Signs of unhomogeneity due to the representation of mantel relics, megacrystals of minerals and noduls of mantel rocks, can be found mainly in effusive and extrusive rocks of necks. Glomerulas — crystallization clusters of the intratelluric development, occur predominantly in basal parts of massive lava flows. In these parts also filled-up pores — amygdales, are abundant.

Volcanopyroclastical rocks are represented by agglutinates, agglomerates, lapilli tuffs and tuffs. Sedimentary-volcanoclastic rocks are represented by tuff and tuffite fillings of diatremes. This paper concerns lava volcanic rocks exclusively.

Petrography and mineral composition

During the Miocene and Pleistocene volcanism of central and southern Slovakia several rock types and varieties of these types originated. Principal rock types are as follows: olivine basalts, basanites, tephrites and trachybasanites.

Characteristic features of the modal composition of these rocks indicate the evolution of a polytype, uncomplet group of basic alkaline rocks within a wider time range, at specific tectonic processes, in a varied scale of geological bodies and in numerous variations of elementary petrographic types.

The mineral composition is rather simple. As a rule, all types and varieties are porphyric and contain olivine. The studied rocks are relatively fresh, their minerals have originated in primary intratelluric and effusive conditions of crystallization. Principal minerals are plagioclases, foids, olivines and pyroxenes. Only in some types further principal minerals are K-feldspars and hornblendes. In accessory amount oxides, sulphides and apatite are present. From these not-silicate minerals predominantly ilmenite, ulvospinel, magnetite, hematite and Cr-spinel were determined. In particular, the latter is known as of mantel origin (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980).

The chemical composition of some minerals is given in fig. 3/1—2.

Apatite crystals occur in basanites usually together with kaersutite. They are striated, inexpressively pleochroic and intensively corroded, having features of relic mantel minerals. From secondary minerals some mica minerals, actinolite, rhönite, calcite, aragonite, chabasite, natrolite, phillipsite, serpentine, chlorite and iddingsite were identified. Secondary zeolite minerals fill up amygdales in basanites — e.g. Konrádovce, phlogopite flakes grow on pore sides in trachybasanites — e.g. Bacúrov, boulingites replace olivine along fissures in basanites e.g. Ostrá Lúka, Banská Štiavnica; rhönite replaces basaltic hornblendes in basanites as well as in trachybasalts — e.g. Bacúrov, Borkút-Ragáč etc.

Plagioclases are represented by bytownites — labradorites (An_{53} — An_{75}). A greater portion of the An component was always found in the central parts of phenocrysts, smaller in grains of the groundmass (tab. 6a—6c). Zonal structure is microscopically obvious only sporadically, however, microprobe results (tab. 6a—6c) point out an unhomogeneous and zonal composition of the phenocrysts. Usually they are of polysynthetic twinning according to the albite and Carlsbad law. Grains of the groundmass are lathy to needle-shaped. From trace elements distributed within plagioclases Sr (mainly in the central parts) and Ba predominate (fig. 26).

K-feldspars are represented by anorthoclases — in trachybasalts of Bacúrov and Dobrá Niva (fig. 24).

Foids are represented by nepheline and analcime. Nepheline forms phenocrysts and anhedral grains in interstices in the groundmass of basanites — e.g. in the Fíľakovo area. As interstitial grains it is present in all types and varieties of rocks. Analcime frequently fills up pores in basanites of a porous structure.

Olivines reach up to 1 cm in size, although usually they are smaller, even microscopical. They represent FO_{91-60} (tab. 4a—4g). Grains of a higher proportion of the Fo component have a more homogeneous character than grains of a lower one. Lowest contents of the Fo component were determined in rocks where plagioclase phenocrysts absent. Olivines, having a high proportion of the Fo component, are probably pseudophenocrysts and can be considered as xenocrystals — relict mantel minerals. Differences both in olivine composition and trace element (Ni, Cr) content were observed. A higher content of these elements (fig. 27) was determined in olivines of a higher Fo proportion.

Pyroxenes form phenocrysts max. 1 cm in size as well as small grains in the groundmass. Both rhombic and monocline pyroxenes are present. The development of the rhombic ones is not unambiguous. Forming clusters, also isolated, frequently situated in the central parts of monocline pyroxenes, they represent the earliest crystallized individuals resp. mantel relics. By chemical

composition they correspond to enstatite-bronzite. Monocline pyroxenes usually display (tab. 5a—5c) a max. and variable proportion of the enstatite and diopside molecule. The ferrosilite molecule is minimal. Optical constants classify them as diopside augites, egrine augites and Ti-augites. By chemical composition they correspond to Ca-augites (fig. 3/1—2), (tab. 5a—5c) Cr-diopside were also identified (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980). Their phenocrysts are either isolated individuals or grow on olivines and rhombic pyroxenes. Frequent exsolutive lamellas referring to a stability break at high temperatures are conspicuous on individuals of a presumed mantle genesis.

Hornblendes represented by kaersutite xenocrystals of a high TiO_2 content (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980) reach up to 10 cm in size. They occur in basanites of several localities (Mášková, Kysihýbel, Fířakovo and others) of a lava even pyroclastic development. Volcanic basaltic hornblendes form phenocrysts up to 1 cm in size (usually in basanites). Microscopical rhönites of a brown pleochroism replace basaltic hornblendes or even monocline pyroxenes together with ore minerals under lower "wet" conditions of the last crystallization phases (e.g. in trachybasanite in surroundings of Bacúrov).

Xenolithes and xenocrystals represent characteristic features of all types of alkaline basalts of central and southern Slovakia. They dominate in basanite types. The following types can be distinguished: xenolithes and xenocrystals presumably of a mantle genesis, xenolithes and xenocrystals of the subjacent crystalline complex and of Paleogene and Neogene sedimentary rocks. Larger xenolithes of sediments — sandstones, quartzites and limestones are preserved, having inexpressive reaction rims. Smaller xenolithes are partly or completely remelted and recrystallized. They are made up of concentrically arranged diopside-augite needles and relics of unremelted quartz grains. Relics after thermally recrystallized limestones with a share of SiO_2 — leading to the formation of wollastonite clusters, are also frequent. Remelted, thermally partly reshaped microscopical xenolithes and reaction rims surrounding them represent orientative indicators of changes of lava composition during the last crystallization stages. These could have provoked a relative enrichment resp. depletion in some components and so cause a locally different mineral composition.

The xenolithes of a presumed mantle origin are represented by several varieties: herzolites, websterites, pyroxenites, peridotites and gabroid rocks. The xenocrystals of a mantle origin—Cr-spinels, kaersutites (D. HOVORKA—P. FEJDI 1980, 1981), apatites, ulvospinel, rhombic pyroxenes, monocline pyroxenes, olivines indicate an unhomogeneous structure of the mantle masses in the depths, in which primary magma of the Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia generated.

Remarks on sampling, methods etc.

For the purpose of geochemical investigation 18 samples of alkaline basalts of central and southern Slovakia and 2 samples of andesite rocks of central Slovakia were used. Localities, macrosamples including their various fractions are numbered uniformly 1—20 throughout the whole text. The numbering refers to these localities: 1 — Brehy, 2 — Banská Štiavnica-Kalvária, 3 — Dobrá Niva, 4 — Devičie, 5 — Bacúrov, 6 — Kysihýbel, 7 — Chváléná dolina I, 8 — Chváléná dolina II, 9 — Petrov vrch, 10 — Lomno, 11 — Podrečany, 12 — Mášková, 13 — Šurice, 14 — Hajnačka, 15 — Bulhary, 16 — Radzovce, 17 — Borkút-Ragáč, 18 — Belina, 19 — Fířakovo, 20 — Konrádovce. Samples 9 and 10 represent andesite rocks of the Badenian-Sarmatian volcanism.

Samples 1—20 represent certain geological bodies. The samples were taken in the amount 100—150 kg (by blasting), pulverized in a ball mill, homogenized by quartilation. Thin sections were made for optical analyses of rock and mineral textures and for microprobe analysis. The used apparatus and technical operations at the study of qualitative and quantitative rock and mineral composition, the reached precision of individual analyses and laboratories in which the samples have been analysed are given elsewhere. Also brief information on sampling sites is available.

Variations of chemical composition, correlations and differentiation trends.

The alkaline basic volcanics of central and southern Slovakia have variable proportions of oxides of principal elements: 43—54 % SiO_2 , 4—8 % $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, 1—2,7 % K_2O , 2—5 % Na_2O , 6—13 % CaO , 11—18 % Al_2O_3 , 3—9 % FeO , 2—6 % Fe_2O_3 , 8—13 % FeO , 1,91—3,45 % TiO_2 , 0,28—0,85 % P_2O_5 .

With regard to normative composition, alkaline olivine basalts and basanites dominate. The Ne norm does not exceed 20% (2.93—16, 01%), the Qz norm is sporadic, not reaching 5% (0.5—3.2%). The presence of olivine and monocline pyroxene phenocrysts is typical for the modal composition of varieties of both types. Nepheline of an intratelluric development is rare and corroded. Interstitial nepheline is common in both types. Porphyric varieties dominate. Sporadic aphyric textures can be found in alkaline varieties. For the alkaline varieties occurrences of xenoliths and xenocrystals, as relics of the presumed unremelted mantel, are characteristic. The mineral composition as well as the chemical characteristics (analytical results of rocks and rock-forming minerals) (tab. 4a—4g; 5a—5e; 6a—6c; fig. 3/1—3/2—4) reflect the behaviour of macroelements in the process of rock development. Substantial features of the development of the alkaline basalts of central and southern Slovakia (with respect to experimental research concerning melting of natural rocks GREEN et al. 1967, with respect to analytical data and results of petrographical analyses) are as follows:

- owing to magnetite fractionation TiO_2 and FeO_x contents steeply decrease in the residual melt. Contents of other oxides increase proportionally to the amount of the magnetite fraction. Oxides of salic elements increase steeply;

- owing to spinelid fractionation TiO_2 , MgO and Al_2O_3 contents decrease steeply. Other oxides are not affected;

- owing to olivine fractionation the content of mafic elements decreases and a relative increase of oxides, not entering into the olivine lattice — mainly Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO takes place. As olivine is a mineral unsaturated in SiO_2 its increasing fractionation leads to a gradual enrichment of the residual melt in SiO_2 (in relation to other oxides);

- rhombic pyroxene fractionation induces similar changes as olivine fractionation, with the exception of SiO_2 which decreases in the melt proportionally to the share of oxides of femic elements in rhombic pyroxenes;

- monocline pyroxene fractionation induces an increase of Al_2O_3 and K_2O proportions in the residual melt. If an egrine molecule enters into the pyroxene lattice, then Na_2O proportions decrease in the residual melt;

- hornblende fractionation induces an increase of SiO_2 , moderate Al_2O_3 increase and decrease of MgO, FeO, TiO_2 contents in the residual melt. Contents of alkalis moderately raise.

Mineral fractionation and changes of chemical compositions of the melt are characterized by abstraction lines in correlation diagrams (fig. 33a—i — 34a—34).

Simultaneously with the fractionation of macroelements entering lattices of principal minerals also microelement fractionation takes place. The fractionation process of microelements depends on the solidus/liquidus differentiation index. This gives the relation between concentration of a particular element in the solid phase and the melt. Distribution coefficients given in a matrix (fig. 31a—31i — 32a—32s) point at a relative reduction of elements content in the residual melt if the distribution coefficient > 1 and at a relatively higher content if the coefficient < 1 . In the process of gradual fractionation of individual minerals from the melt data given in tab. imply a relative reduction of element content in the residual melt if $D_k > 1$ and a relative increase of elements in the residual melt at $D_k < 1$.

Olivine and rhombic pyroxene fractionation provokes a relative increase of Ba, Sr, Rb, Li, Zr and V contents and depletion of Ni (mainly), Cr and Co in the residual melt.

The fractionation of monocline pyroxenes resembles the olivine fractionation, with the difference that it doesn't affect the residual melt and that from ferromagnesium elements the Cr content decreases considerably.

Hornblende fractionation provokes a moderate increase of K, Ba, Sr, Rb. The Li content is not distinctly influenced and V, Ni and Cr contents decrease rapidly.

Magnetite fractionation provokes a depletion of ferromagnesium elements, mainly V.

Plagioclase fractionation provokes an increase of the contents of majority of the elements, Sr decreases and Ba, Li increase inexpressively in the residual melt.

Data on chemical composition and their diagram analyses assign these rocks to the alkaline basalt group. Diagrams (fig. 4—21, fig. 29a—j; 30a—30h) show their conspicuous variability. Some samples — 3, 5, 11 — in the Di—HY—01 — Hy—DI—QZ (fig. 22) relation display an inclination

to tholeiite basalts — by containing normative hypersthen and having the normative quartz proportion < 5 . If we rule out analytic and calculation errors a partial contamination of samples, (xenoliths of sialic rocks) leading to a higher proportion of modal sialic components in relation to femic and resulting in the presence of normative hypersthen and quartz, can be presumed.

Application of analytic data on tectogenesis

The commonly accepted model of plate tectonics on the magmatism and earth crust development brings about great interest in the relations between chemical compositions of rocks, their rock-forming minerals and conditions under which they crystallized from magmas. On the basis of proportion of 8 oxides of principal elements in a 2 component diagram J. A. PEARCE 1976 presents discrimination possibilities of 6 types of basaltic magmas and their corresponding tectonic situations, using discrimination factors. Magma types, definable by discrimination factors, originating at a variable mutual interaction of plates are in the sense of J. A. PEARCE—J. R. CANN (1973) as follows: OFB — ocean floor basalts, LKT — island tholeiites, CAB — calc-alkaline basalts, SHO — shoshonites, OIB — ocean island basalts, CON — continental basalts. Magmatic types related to OIB and CON due to their undifferentiation (l.c.) are given in a common field of intraplate basalts — WPB. Typical representants — intraplate ocean OIB and continental basalts CON are irregularly distributed within the whole WPB field, some being partly in the CAB + LKT field and sporadically in contact zones in the OFB field.

Geological structure, tectonic situation, development, modal and normative composition also total chemistry of the Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia point at their continental development, although some of their features are characteristic of ocean floor basalts, shoshonite series or basalts typical for ocean ranges etc. On the basis of discrimination factors F_1 , F_2 in the diagram by J. A. PEARCE (1976) fig. 52—53 they can be assigned to intraplate basalts. Even at a variability of main components (oxides of principal elements) in this system of tectogenesis they represent a cotectonic unit. Samples 9 and 10 (not related to the alkaline basalt group) differ considerably. They do not suit conditions of magma evolution of intraplate tectonics, for which high TiO_2 and low SiO_2 proportions are characteristic. The total trend of evolution, marked in the diagram by a dashed line approximately parallel with a longer line limiting the WPB field in the upper part of the diagram and passing approximately through the middle of the WPB field, is conditioned by variable F_1 and F_2 factors (mainly by variability of K_2O , Na_2O and MgO contents influenced by these factors). An inexpressive inclination towards shoshonite magmas is conditioned on an increased alkali content in some samples. K_2O proportion, however, doesn't exceed 3%. The factor $F_1 = 0,148—0,328$ doesn't exceed the line of $F_1 = 0,33$ which is considered (l.c.) a dividing line of intraplate and island arc basalts. The factor F_2 reaches values 1,293—1,579. It is influenced mainly by MgO and K_2O contents.

Available analytic data (A. EMBEY ISZTIN 1980, 1981) on Miocene-Pleistocene alkaline basalts of Balaton, Hungary being most probably a part of the basic volcanism in central southern Slovakia represent intraplate tectogenesis and a tectogenetic trend conspicuously similar to the trend of alkaline basalts of central and southern Slovakia (fig. 52—53).

The Zr—Ti—Y diagram (J. A. PEARCE—J. R. CANN 1973) (fig. 53) confirms conclusions of relations of alkaline basalts to intraplate tectonics.

Applications of analytic data to petrogenesis

Formerly, a model of orogene palingenesis established by R. W. BEMMELEN (1950) for volcanism of Indonesia was applied (M. KUTHAN 1968) to the petrogenesis of the alkaline basic volcanism of central and southern Slovakia. The alkaline basic volcanism was considered as a final stage in which lavas gradually differentiating from magmas mobilized during the late-orogene stage of the Carpathian formation. This conception was not based on substantial phenomenas of the rock development and magma origin, so the phase moment for comparing of volcanics was not well founded.

At the recent stage of petrogenesis, partial melting of mantel masses and processes of crystal

segregation represent in the sense of D. H. GREEN (1970) essential petrogenetic factors. In this respect D. H. GREEN (1970) explains the origin of magmas both saturated and unsaturated in SiO_2 . Using several arguments (i.c.) he proves, that alkaline basalts are genetically bound to a deeper generated magma than tholeiitic magmas and that alkaline basalts represent a smaller proportion of partial melting under higher pressures. Xenolithes and xenocrystals of ultrabasic facies, as unremelted residua preserved in alkaline basic rocks, indicate a deeper origin of the alkaline basalts. Several variations of xenolite and xenocrystal inclusions can be considered as decisive orientation indicators of the genesis of the alkaline basalts of central and southern Slovakia. The modal and normative composition of the studied rocks indicates a variable genesis of rocks of the whole complex. This results from MgO , K_2O contents, $\text{MgO}/\text{K}_2\text{O}$ ratio and Mg coefficient (tab. 11). The Mg coefficient — $100 \text{ Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{II}}$ in the sense of D. H. GREEN—W. HIBERSON (1970) is a reliable indicator of conditions of the origin of the tholeiitic and alkaline magma by melting of the pyrolite mantel, indicating also conditions of fractional crystallization. On the basis of this criterion it can be stated, that rocks of central and southern Slovakia originated from primary magmas (samples 1, 2, 5, 6, 7, 11, 13, 14, 15, 16, 19, 20) as well as from magmas generated after fractional crystallization of the mafic component (samples 3, 4, 8, 12, 17, 18). Although this coefficient confirms a heterogeneous genesis of the studied basalts, we do not consider the conclusions as unambiguous and discuss them in fuller detail in the text.

From chemical composition and content of principal elements the origin by partial melting of a variable extent under variable melting conditions in the depth 30—70 km and less by fractional crystallization can be presumed for alkaline basic rocks of central and southern Slovakia.

By trace-element (Cr—Ni—Co) contents the studied alkaline basalts correspond closely to ocean tholeiites, considered (A. E. J. ENGEL et al. 1965) (fig. 27) as primary mantel melts in ocean regions. Absolute minimal values are close to values of alkaline ocean basalts, the genesis of which is explained by a successive accumulation after partial melting from tholeiitic magmas. In whole, the distribution of compatible elements reflects a different genesis and points to several partial petrogenetic regimes with their own mantel melts and their cumulative derivatives.

Several relations of compatible and incompatible elements (tab.), fig. 41—50) as well as a relatively high fractionation of REE and Y (tab. 3/b, fig. 51) in the Miocene-Pleistocene basic volcanics of central and southern Slovakia cannot be (with reference to the solidus/liquidus distribution coefficient) related only to processes of fractional crystallization. Variations of the distribution of these elements point out to a genesis by partial melting (of a variable degree) of the pyrolite mantel at a variable depth level, the stability conditions of garnet being the deepest level. This process participated dominantly in the genesis of the alkaline basic volcanics of central and southern Slovakia.

Explanations of Figures

Fig. 1 Occurrences of Miocene-Pleistocene alkaline basic volcanics in the central and southern part of Slovakia. 1 — necks, 2 — scoria cones, 3 — diatremes, 4 — maars and tuff cones, 5 — lava flows, 6 — extension of the central Slovakia's volcanics (andesites, rhyolites and their volcanoclastics). Numbers 1—20 are conformable to those mentioned in the text.

Fig. 2 Age data of Miocene-Pleistocene alkaline basalts of some central and southern Slovakia's occurrences. Numbers in circles correspond to sample and locality numbers in the text. Number in dashed circle refers to a locality near the loc. Dravce. Samples are arranged vertically according to increasing age. Each black point represents an age analysis of the corresponding locality. The black point P represents a pyroxene analysis. Majority of data is taken over from the cited publications. Some of the given data, concerning mainly younger age, were obtained by oral communication (D. VASS 1984). Several points of one book refer to more analyses of the same and/or different authors. Further information can be found in the text.

Fig. 3a Some pyroxene phenocrysts and px groundmass grains of alkaline basalts of the central and southern part of Slovakia in relation to pyroxenes of basalts of little differentiated magmas according to J. F. G. WILKINSON (1968): 1 — bronzite line, 2 — pigeonite line, 3 — augite line, 4 — Ca-augite line, 5 — line of groundmass pyroxenes of rapidly cooling lavas. With increasing fractionation they gradually group on the right side of the diagram, in direction of the arrows. Full points — proportion of normative molecules Fs-En-Di calculated from chemical analyses of rocks. Crosses — chemical composition of pyroxenes (as in Tab. 5)

Fig. 3b The studied rocks in the APF — AQP diagram according to A. STRECKEISEN (1967). A (alkali feldspars) — P (plagioclases) — F (foids) — Qz (quartz).

Fig. 4 Relation of SiO_2 to the principal oxides in alkaline basalts of central and southern Slovakia. Points 9 and 10 correspond to andesites of subvolcanic bodies, the rest of the points to alkaline basalts. FeO^+ — total iron.

Fig. 5 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram. AB — AB — field of alkaline basalts. T — T — field of tholeiitic basalts. The line separating these fields corresponds to 42 % SiO_2 , 1,35 % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — and 53 % SiO_2 , 5,6 % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, according to G. A. MACDONALD—T. KATSURA (1964). Points 1—20 correspond to alkaline basalts of central and southern Slovakia. Trends of Hawaiian basalts are according to W. LLOYD—T. KATSURA (1964).

Fig. 6 $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram. Points 1—20 represent alkaline basalts of central and southern Slovakia. The $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ coefficient is $> 0,5$ in all samples of the alkaline basalts. Sample 9, 10 — andesites.

Fig. 7 $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram. Field 1 — alkaline rocks, field 2 — subalkaline rocks. The separating line connects 46 % SiO_2 , 2,41 % Na_2O with 52 % SiO_2 , 3,38 % Na_2O , according to E. A. K. MIDDLEMOST (1975).

Fig. 8 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram. Field 1 — alkaline rocks, field 2 — subalkaline rocks, field 3 — low-potassium subalkaline rocks. Fields 1 and 2 are separated by the line — 46 % SiO_2 , 0,91 % K_2O and 52 % SiO_2 , 1,66 % K_2O , according to E. A. K. MIDDLEMOST (1975).

Fig. 9 $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ diagram. Field 1 — high-potassium rocks of the leucite type, field 2 — potassium rocks, field 3 — Na-rocks field 4 — phonolitic basalts. Fields 2 and 3 are separated by a line connecting 2 % K_2O , 0,85 % Na_2O with 5 % K_2O , 2,98 % Na_2O , according to E. A. K. MIDDLEMOST.

Fig. 10 $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ diagram. Field 1 — trachybasalt rocks, field 2 — potassium basalts. The line separating fields 1 and 2 is connecting 5 % MgO , 2 % K_2O with 10 % MgO , 3,5 % K_2O , 3,5 % K_2O in the sense of E. A. K. MIDDLEMOST (1975). Samples 5,16, 17 are of a max. K_2O content, max. Or norm and max. Sr content (ppm).

Fig. 11 $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}$ diagram. Field 1 — basalts — hawaiites, field 2 — Na basalts. The line separating fields 1 and 2 is connecting 5 % MgO , 3,18 % Na_2O with 10 % MgO , 4,10 % Na_2O in the sense of E. A. K. MIDDLEMOST (1975).

Fig. 12 Logarithmic diagram of the K_2O content in relation to Na_2O in the sense of P. JAKES—A. J. R. WHITE (1972). The diagram shows the relation of the studied basalts to alkaline basalts of ocean areas (AB), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ variations in the studied basalts and a trend of shoshonite rocks of continental margins in the sense of G. A. JOPLIN (1968).

Fig. 13 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram. 1 — nefelinite field, 2 — field of agpaite syenite rocks, 3 — field of miasitic syenite rocks, 4 — field of alkaline basalts, 5 — field of subalkaline rocks. Points 9 and 10 correspond to andesites, the rest of the points to alkaline basalts of central and southern Slovakia.

Fig. 14 $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram according to H. KUNO (1968) of Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia. a, b, c, d diagrams correspond to variable SiO_2

values. I — field of tholeiitic basalts, II — field of high-aluminium basalts, III — field of alkaline basalts. All types of the studied basalts plot into the field of alkaline basalts. Samples 9, 10 represent andesites, having a higher proportion of SiO_2 than the rest of the samples in the diagram.

Fig. 15 K_2O — CaO diagram. Points 1—20 represent the studied rocks.

Fig. 16 MgO — $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ diagram according to G. A. JOPLIN (1968). Positions of points 1—20 show relations to certain types of basalt rocks. SH — shoshonite basalts, CA — calc-alkaline basalts, T — tholeiitic basalts, AB — alkaline basalts.

Fig. 17 CaO — MgO diagram according to P. A. FLOYD (1976). It reveals the relation of the studied basalts 1—20 to the ocean tholeiites — OT, ocean alkaline basalts — OAB, continental tholeiites — CT, continental alkaline basalts — CAB. Points 9, 10 — andesites of central Slovakia, the remaining numbered points — alkaline basalts of central and southern Slovakia. The dashed line of the NW-SE direction limits the area of the epidote-chlorite metamorphism of basalts.

Fig. 18 MgO — $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram of basic volcanics of central and southern Slovakia shows the relations of 3 components — oxide proportions in relation to the effective concentration of Ti, Ni, Cr according to J. A. PEARCE—J. R. CANN (1971).

Fig. 19 Opx-Cpx-Ol and Or-An-Ab diagrams — normative solution of the studied rocks. They indicate a superiority of monocline pyroxenes within the mafic part of the rocks and a minimal representation of rhombic pyroxenes. Furthermore they show superiority of plagioclases and a low proportion of orthoclases. A greater variability of the An norm than the Ab norm reflects greater variability of CaO than Na_2O . In Cpx-Opx-Ol diagram: field a — alkaline basalts, b — subalkaline basalts. In the Or-An-Ab diagram: field a — Na group, field b — K group of alkaline olivine basalts according to T. N. IRVINE—W. R. A. BARAGAR (1971).

Fig. 20 TiO_2 — $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ diagram of alkaline basalts according to P. A. FLOYD shows min. and max. proportions of TiO_2 in alkaline basalts in relation to $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$. Point 9 — andesite, in sample 10 TiO_2 has not been determined.

Fig. 21 $\text{K}_2\text{O/Rb}$ — SiO_2 diagram. The dashed line gives the genesis of kaersutite according to P. R. KYLE (1980). See the text.

Fig. 22 CIPW diagram of the normative composition of alkaline basalts of central and southern Slovakia: Di-Qz-Hy—Di-Hy-Ol—Di-Ol-Ne.

Fig. 23 K_2O in relation to K/Rb . Basalt fields represent ocean basalts in the sense of P. W. GAST (1968). Small points in the field limited by a dashed line characterize Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia. Larger points are according to data by P. W. GAST (1968). Crosses — Antarctic basanites according to analyses by P. R. KYLE (1981).

Fig. 24 K/Rb — SiO_2 diagram. Points 1—20 represent Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia. The dashed line refers to the development of kaersutite in the sense of P. R. KYLE (1981). See the text.

Fig. 25 Rb—Sr diagram. Points 1—20 correspond to Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia. A wider range of the Rb content correlates with a wider range of the Sr content. (Rb — 1—101 ppm, Sr — 450—1190 ppm). See the text.

Fig. 26 Content of Sr in the Ba/Sr ratio in alkaline basalts of central and southern Slovakia in comparison with data by P. W. GAST (1968) for ocean basalts. ACH — achondrites, Ch — chondrites, Th — ocean tholeiites (pacific). Points 1—20 — alkaline basalts of the studied area.

Fig. 27 Ni—Cr diagram. Points 1—20 represent Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia. Field 1 — ocean alkaline basalts, field 2 — ocean tholeiites, unmarked points — continental tholeiites, KV — basalts according to clarks of A. P. VINOGRADOV (1962), KT — continental tholeiitic basalts, KAB — continental alkaline basalts. According to analyses by P. W. GAST (1968), A. E. J. ENGEL et al. (1965).

Fig. 28 MgO—Ni diagram. Points 1—20: Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia. Field limited by a dashed line — basalts of ocean ranges according to data by R. KAY—N. J. HUBARD—P. W. GAST (1970).

Fig. 29a—j Histograms of macroelements of alkaline basalts of central and southern Slovakia.

Fig. 30_{1—40} Histograms of microelements of alkaline basalts of central and southern Slovakia.

Fig. 31_{1—31} Correlation diagrams of the differentiation index and of macroelements.

Fig. 31₁ Correlation diagram $DI_{TT}(q + or + ab + ne + lc)$ — SiO_2 Dashed line — differentiation trend

Fig. 31₂ Correlation diagram DI_{TT} —CaO

Fig. 31₃ Correlation diagram DI_{TT} —MgO

Fig. 31₄ Correlation diagram DI_{TT} —FeO

Fig. 31₅ Correlation diagram DI_{TT} — Fe_2O_3

Fig. 31₆ Correlation diagram DI_{TT} — Al_2O_3

Fig. 31₇ Correlation diagram DI_{TT} — Na_2O

Fig. 31₈ Correlation diagram DI_{TT} — K_2O

Fig. 31₉ Correlation diagram DI_{TT} — TiO_2 .

Fig. 32_{1—18} Correlation diagrams DI_{TT} —microelements: 1 — DI_{TT} —Co, 2 — DI_{TT} —Cr, 3 — DI_{TT} —Ni, 4 — DI_{TT} —Ba, 5 — DI_{TT} —Y, 6 — DI_{TT} —Tb, 7 — DI_{TT} —Cs, 8 — DI_{TT} —Sc, 9 — DI_{TT} —V, 10 — DI_{TT} —Rb, 11 — DI_{TT} —Be, 12 — DI_{TT} —Li, 13 — DI_{TT} —Th, 14 — DI_{TT} —Eu, 15 — DI_{TT} —La, 16 — DI_{TT} —Lu, 17 — DI_{TT} —Sm, 18 — DI_{TT} —Yb.

Fig. 33₁ Correlation diagram Na_2O — Al_2O_3

Fig. 33₂ Correlation diagram K_2O — Al_2O_3

Fig. 33₃ Correlation diagram Ni—MgO

Fig. 33₄ Correlation diagram Ni—Cr

Fig. 33₅ Correlation diagram Co—Ni

Fig. 33₆ Correlation diagram TiO_2 —FeO

Fig. 33₇ Correlation diagram Ba— TiO_2

Fig. 33₈ Correlation diagram Ba—Sr

Fig. 33₉ Correlation diagram P_2O_5 — TiO_2 .

Fig. 34₁ Correlation diagram FeO— SiO_2 Numbered points — according to chemical analyses of rocks. Numbered crosses — according to chemical analyses of minerals in Tab. 4, 5, 6. Full line connecting point with cross — subtractive line of olivine, represents the direction of compositional change of magma during the subtraction of olivine. Dashed line connecting point with cross — subtraction line of pyroxene, represents the direction of compositional change of magma during subtraction of pyroxene. Dashed line — correlation trend of rock crystallization

Fig. 34₂ Correlation diagram MgO— SiO_2 . The remaining data as in Fig. 34₁

Fig. 34₃ Correlation diagram TiO_2 — SiO_2 . The remaining data as in Fig. 34₁

Fig. 34₄ Correlation diagram FeO—MgO. The remaining data as in Fig. 34₁.

Fig. 35 Diagram of absolute contents of Nb, Ta and Hf in the relation to absolute Th content in alkaline basalts of central and southern Slovakia.

Fig. 36 $TiO_2 \times 100 / FeO + Fe_2O_3$ — ppm Zr diagram of alkaline basalts of central and southern Slovakia. See the text.

Fig. 37 $FeO + Fe_2O_3 \times 100 / FeO + Fe_2O_3 + MgO$ — ppm Sc diagram of alkaline basalts of central and southern Slovakia. Groups of points indicate approximately group variations of Fe and Sc contents.

Fig. 38 $(Fe_2O_3 + FeO) \times 100 / MgO + Fe_2O_3 + FeO$ — ppm Cu diagram of alkaline basalts of central and southern Slovakia.

Fig. 39 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + 100/\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — ppm Zn diagram. Points 1—20 — Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia. The dashed line represents a positive correlation. An extreme position of point 2 results from max. Zn content and relatively low iron content. See the text for further information.

Fig. 40 Diagram of mutual relationships of Zn, Cu, Pb, Cd contents in alkaline basalts of central and southern Slovakia and in A, B, C, D, E. A — ultrabasic xenolithes in basic lavas, B — ultra-basic intrusions, C — alkaline continental basalts, D — olivine basalts of island arcs, E — continental tholeiitic basalts. Data for A, B, C, D, E according to A. P. VINOGRADOV (1962).

Fig. 41 Zr/Hf— K_2O diagram. Points 1—20 — alkaline basalts of central and southern Slovakia. Crosses illustrate Zr/Hf variations in Etiopia's rift lavas, squares in lavas of the island Terceira (Azors) at a K_2O content, according to K. H. WEDEPOHL (1969—1978).

Fig. 42 Th (ppm) — SiO_2 diagram of Miocene-Pleistocene alkaline basalts of central and southern Slovakia.

Fig. 43 Diagram of the logarithmic relation of Th (ppm) concentration to K_2O (%) for rocks of a mantel origin, in the sense of B. P. ZOLOTAREV—G. S. SEMENOV (1970). Points without numbers — the studied alkaline basalts, M — meteorites, OT — ocean tholeiites, TBJ — tholeiitic basalts of Japan, K — kimberlites, Al BJ — high-aluminium basalts of Japan, Ga — gabbro, BO — Oslo basalts, AOB — alkaline olivine basalts of Japan, Gr — granite.

Fig. 44 Diagram of the logarithmic relation of U (ppm) to K_2O (%) for rocks of the mantel origin in the sense of B. P. ZOLOTAREV—G. S. SEMENOV (1970). Points 1, 3, 8, 19 — the studied alkaline basalts. Field limited by the dashed line — the presumed situation of points at 1,29—2,68 % K_2O and $U < 3$. Gr — granite, Ga — gabbro, M — meteorites, Ch — chondrites, PSpP — pyrope-spinel peridotite, E — ecklogite, OT — ocean tholeiites, TBJ — tholeiitic basalts of Japan, TS — Siberian trap basalts, BO — Oslo basalts, ABJ — high-aluminium basalts of Japan. The compared rocks are of mantel origin. Data are according to (l.c.).

Fig. 45 La/Zr, Ce/Zr, Sm/Zr, Yb/Zr, Lu/Zr diagrams show variations in absolute contents of the analysed lanthanoids and Zr in alkaline basalts of central and southern Slovakia. Lines represent presumed trends of an inexpressive positive correlation between the lanthanoids and Zr.

Fig. 46 K_2O —Y and K_2O —La diagrams illustrate variations of K_2O in relation to variations of Y and La. The correlation between K_2O and Y is less distinct.

Fig. 47 Diagram of the relation between femicity and the total content of lanthanoids and Y in alkaline basalts of central and southern Slovakia. Samples 9 and 10 display relatively high femicity coefficient and a relatively low lantanoids and Y contents. The diagram shows a relatively wide variation of the fm coefficient and relatively small variations in the absolute content of lantanoids and Y which results in an undistinct (not unambiguous) correlation. Samples of a max. but also of a min. femicity have an equal or very similar content of lantanoids (e.g. sample 3,2).

Fig. 48 $\text{TiO}_2 \times 100/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ —La (ppm) — Eu, Y/Gd (ppm) — Lu, Y diagram of the studied samples. A positive correlation of the whole complex is little distinct. Certain variations can be seen in some complexes — e.g. samples 1, 7, 8 or 2, 6, event. 3, 4, 5 etc.

Fig. 49 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ —La (ppm) — Eu/Gd (ppm) — Lu, Y diagram.

Fig. 50 Zr (ppm)/La (ppm) — Eu/Gd (ppm) — Lu, Y diagram.

Fig. 51 Diagram of chondrite-normalized contents of REE of alkaline basalts of central and southern Slovakia in relation to ocean tholeiites (OTH) and ocean alkaline basalts (OAB) — in the sense of P. W. GAST (1968).

Fig. 52 Alkaline basalts of central and southern Slovakia in the discrimination diagram of J. A. PEARCE (1976). The diagram shows a tectogenetic coordination based on macroelements, 1 — interplate basalts, upper right field — shoshonites, central field — island-arc tholeiites, lower field — ocean-floor basalts. For further detail see text.

Fig. 53 Alkaline basalts of central and southern Slovakia in the discrimination diagram of J. A. PEARCE—J. R. CANN (1973). The diagram shows tectogenetic coordination based on microelements, 1 — interplate basalts, 2 + 3 — low-potassium tholeiites, 3 — ocean-floor basalts, 3 + 4 — calc-alkaline basalts.

Fig. 54 Alkaline basalts of central and southern Slovakia in the AFM diagram. A — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F — $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, M — MgO . 1 — tholeiite rock series, 2 — calc-alkaline rock series, 3 — alkaline rock series, in the sense of H. KUNO (1968).

Fig. 55 Alkaline basalts of central and southern Slovakia in the SiO_2 — KAlSiO_4 — NaAlSiO_4 diagram. 1 — stability field of Na-K — feldspars, 2 — stability field of leucite, 3 — stability field of nepheline, in the sense of K. YAGI (1968). Plotted points represent normative compositions of rocks from Tab. 1.

Translated by K. Mišíková

ANNA VOZÁROVÁ—JOZEF KRIŠTÍN

Termodinamické podmienky premeny metasedimentov slatvinského súvrstvia v stykovej zóne gemerika a veporika

11. obr. v texte, angl. resumé

Abstract. Late Paleozoic sediments of the Slatviná Formation in the southern part of Veporicum are affected by lowpressure metamorphism of the Alpine age, accompanied by intrusions of granitoids. Determined mineral assemblages and thermodynamic parameters indicate metamorphism of the andalusite — sillimanite type (in the sense of A. MIYASHIRO 1961). Progressive mineral transformations took place under PT conditions: greenschist facies → amphibolite facies, at low pressures.

Temperatures determined on the basis of a garnet-biotite thermometer decrease in direction from the contact with a granitoid body: 563—434 °C in central and 504—405 °C in the marginal parts of grains (profile Krokava-Slatviná), 574—406 °C (valley N of Kopráš). PT parameters established using the garnet-biotite-plagioclase-muscovite geothermobarometer (loc. Krokava) are: 522—448 °C at pressure 3,1—4,4 kbar.

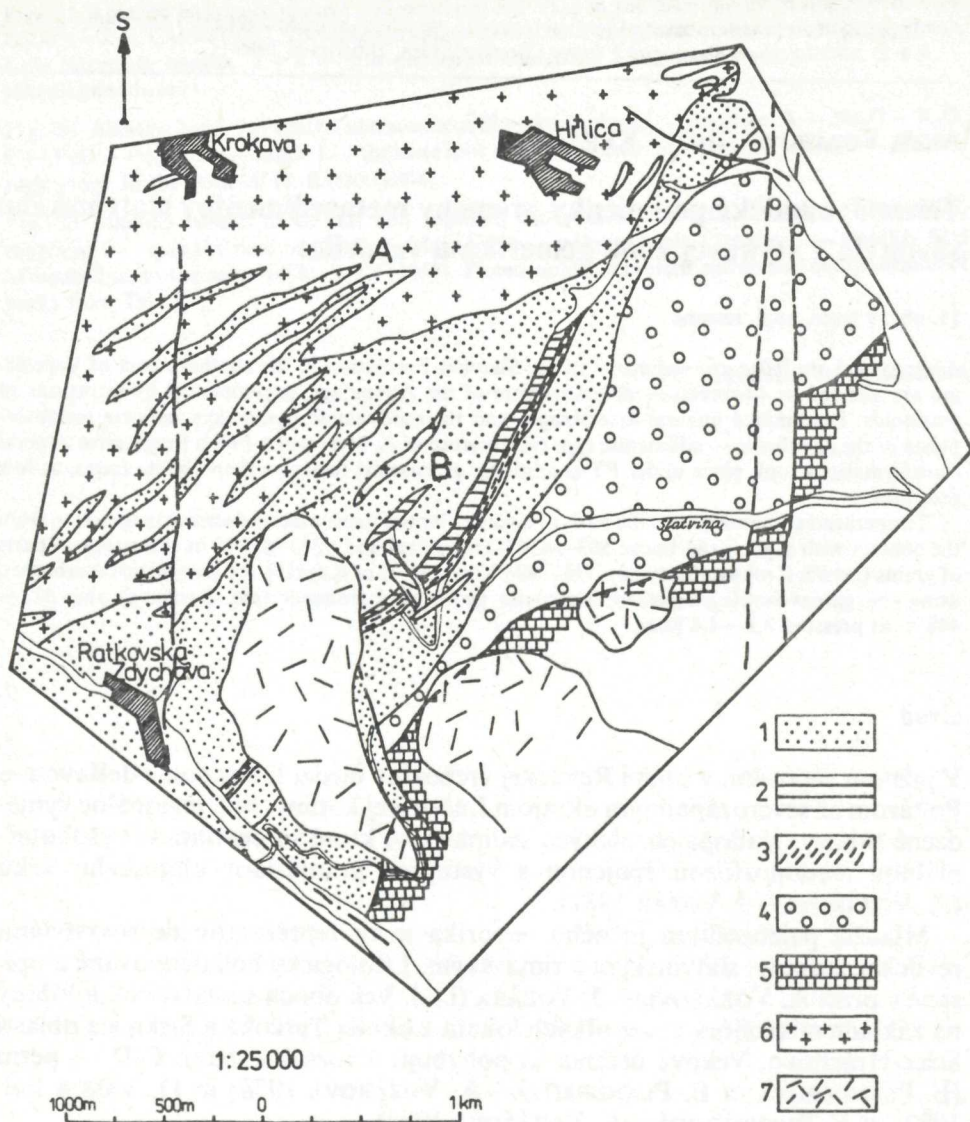
Úvod

V južnom veporiku, v území Revúckej vrchoviny medzi Dobšinou—Jelšavou—Poltárom až severozápadným okrajom Lučenskej kotliny, boli regionálne vymedzené súbory mladopaleozoických sedimentov, ktoré sú postihnuté vysokoterálnou metamorfózou spojenou s výstupom granitoidov alpínskeho veku (A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1982).

Mladšie paleozoikum južného veporika je tu reprezentované súvrstviami revúckej skupiny: slatvinským a rimavským. Litologicky boli definované a opísané v práci A. VOZÁROVEJ—J. VOZÁRA (l.c.). Vek oboch súvrství bol doložený na základe mikroflóry z niekoľkých lokalít z okolia Turčoka a Sirku a z oblasti Selce-Hrachovo. Vekové určenia sa pohybujú v rozsahu stefan C-D — perm (E. PLANDEROVÁ in E. PLANDEROVÁ—A. VOZÁROVÁ 1978; in D. VASS a kol. 1982; in E. PLANDEROVÁ—A. VOZÁROVÁ 1982).

Alpínske granitoidy, ktoré kopírujú priebeh Iľubenicko-margecianskej línie a súbežne prebiehajúcich poruchových štruktúr vo veporiku a gemeriku, predstavujú viacetapovitú intrúziu.

RNDr. A. VOZÁROVÁ, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava,
RNDr. J. KRIŠTÍN, CSc. Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava



Obr. 1 Schéma geologickej mapy okolia Krokavy a Hřlice (zostavené podľa J. VOZÁRA in P. REICHWALDER a kol. 1979). Slatvinské súvrstvie: 1 — kontaktne premenené metapieskovce striedané s fylitmi; 2 — kontaktne premenené metapieskovce s polohami čiernych fylitických bridlíc; 3 — grafitické fylity.

Rímovské súvrstvie: 4 — metamorfované stredno- až hrubozrnné pieskovce s vložkami fylitických bridlíc, sporadicky s medzivrstvami redeponovaných acidných vulkanoklastík; 5 — alpínsky granitoid; 6 — neogénne vulkanoklastiká; 7 — lokalizácia vzoriek — A (vzorky 4574—4577/81), B (vzorky 4581—4582/81).

Relatívne staršie ranoalpínske granitoidy sú neskorogénne. Vyznačujú sa drobnozrnnou, miestami usmernenou textúrou a sú svetložedej farby. Mineralogickým zložením zodpovedajú biotitickému granodioritu, s výraznou afinitou až k tonalitu (podľa klasifikácie A. STRECKEISENA 1974). Sú regionálne rozšírené v celej zóne južného veporika. S ich génezou je spojený i vznik vyššie temperovanej metamorfnej asociácie, ktorá prejavuje zonálne usporiadanie s výrazne stúpajúcim P-T trendom smerom k výskytom granitoidových telies na povrchu. Rádiometrické datovania z týchto typov granitoidov poukazujú na vek vrchná jura až spodná krieda (110—145 m.y., K/Ar metóda, J. KANTOR 1960; in A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR a kol. 1979; in D. VASS a kol. 1982).

Neskoroalpínske granitoidy postorogénneho typu intrudovali do tej istej štruktúry. Tvoria relatívne menšie kupolovité telesá, nevystupujúce na povrch, dobre dokumentované výsledkami geofyzikálneho prieskumu (M. FILO a kol. 1981) a zistené i technickými prácami (A. KLINEC a kol. 1980; L. SNOPKO—J. VÁCLAV a kol. 1985; J. VÁCLAV in B. MOLÁK a kol. 1986). Sú porfyrické, s ružovými a svetložedými draselnými živcami, stredno až hrubozrnné, v kupolových častiach s prejavmi greizenizácie a intenzívnej alkalickéj metasomatózy na okolité horniny. Prerážajú telesá neskorogénneho granitoidu. Reprezentované sú typom rochovského granitu (A. KLINEC a kol. 1980). Rádiometrické datovania z rochovského granitu poukazujú na vrchnokriedový vek (88—75 m.y., K/Ar metóda, J. KANTOR—M. RYBÁR 1979).

Pokúsili sme sa stanoviť termodynamické podmienky premeny metasedimentov revúckej skupiny v oblasti výskytov rano i neskoroalpínskych granitoidov, v prvom prípade v profile Krokava-Slatviná (obr. 1) a v druhom prípade z troch vzoriek z doliny severne od Kopráša (obr. 2).

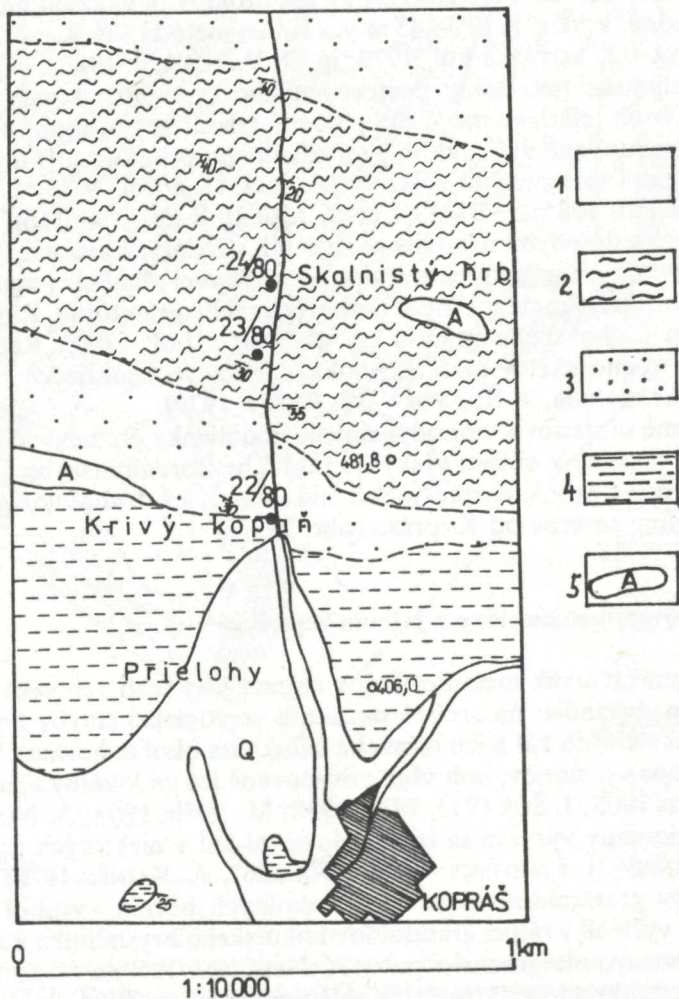
Názory na pôvod metamorfózy v južnom veporiku

Názory na génezu a vek metamorfózy v najjužnejšej časti veporika sa vyvíjali postupne v nadväznosti na stupeň poznania geologickej stavby tejto oblasti. Telesá drobnozrnných žúl a ich termické účinky na okolité horniny boli známe už v prvej etape výskumov, boli však považované len za lokálny a nepodstatný jav (Š. VITALIS 1908; J. ŠUF 1933, 1937, 1938; M. MIŠÍK 1953; A. NEMČOK 1953 a ďalší). Regionálny význam sa im neprisoval ani v niektorých novších prácach (A. KLINEC—I. LEHOTSKÝ—S. VRÁNA 1962, A. KLINEC 1976).

Väčší vplyv granitoidov na premenu okolitých hornín vystihol J. VARGA (1963), ktorý vyčlenil v rámci granitoidov kohútskeho kryštalinika masív Hiaku a Hrlice (pomenovanie prevzal z práce A. NEMČOKA 1953) a zaradil ho medzi mladé, postrednokriedové intrúzie. V plášti granitoidového telesa opísal biotitové rohovce, miestami injekované. Podľa jeho výskumov intenzita kontaktnej premeny klesala smerom na juh, pričom jej slabé prejavy opisuje autor i na sedimentoch permu veporika.

Väčšina autorov, ktorí sa zaoberali podrobnejším petrologickým štúdiom hornín v tejto oblasti, sa zhodla v názore, že ide o súbor polymetamorfovaný.

Prvý, kto sa detailne venoval petrogenetickému štúdiu tohto polymetamorfovaného komplexu, bol S. VRÁNA (1964a, b). V oblasti južného veporika definoval: a) asýnsku alebo variskú regionálnu premenu v podmienkach kremeňovo-albitovo-epidotovo-biotitovej, prípadne kremeňovo-albitovo-epidotovo-almandinovej subfácie; b) variskú kontaktnú metamorfózu, ktorá sa termicky nelíšila od minerálnych asociácií staršej regionálnej metamorfózy; c) alpínsku regionálnu metamorfózu, ovplyvnenú zvýšeným tepelným tokom, regionálne rozšírenú



Obr. 2 Schéma geologickej mapy okolia Kopráša (zostavené podľa J. IVANIČKU in L. SNOPKO—J. VÁCLAV a kol. 1985). 1 — kvartér; komplex Hladomornej doliny (na Geologickej mape východnej časti Slovenského rudohoria Š. BAJANÍK a kol. 1984 bola táto časť zaradená do slatvinského súvrstvia).

2 — granátovo-biotitické svory; 3 — kremeňovo-biotitické svory; 4 — kremeňovo-biotitické svory v striedaní s chloriticko-sericitickými fylitmi; 5 — metabazaltové tufy a tufty.

tiež v podmienkach kremeňovo-albitovo-epidotovo-biotitovej a kremeňovo-albitovo-epidotovo-almandínovej subfácie. Pri tektonogenetickej interpretácii týchto premien nevyklučoval S. VRÁNA (l.c.) ani tú možnosť, že všetky tri ním rozlíšené paragenézy minerálov sú alpinskeho veku. J. KAMENICKÝ (1977) sa zaoberal kontaktnými účinkami v nadloží i podloží granitoidovej intrúzie, ktorú nazval rimavickým granitom a považoval výlučne za fenomén variský. Podrobne opísal minerálne paragenézy regionálnej i kontaktnej premeny a genetické odlišnosti kontaktnej premeny v nadloží a podloží granitoidového telesa. I napriek zisteným odlišnostiam uvažoval o jednotnom substráte mladoproterozoického veku (kohútska séria v zmysle M. MÁŠKA—V. ZOUBEK 1961; kokavská séria podľa J. KAMENICKÉHO in M. MAHEĽ—T. BUDAY a kol. 1968), hoci uvádza, že obidva typy premien v horninách z nadložia granitoidového telesa majú izochemický a izotermický charakter.

V podstate podobný názor vyjadrili S. P. KORIKOVSKIJ—M. JANÁK—V. A. BORONICHIN (1986), ktorí študovali termodynamické podmienky vzniku a zmeny v rovnovážnych stavoch minerálnych fáz v kordieritových rohovcoch kontaktnej aureoly rochovského granitu. Autori na základe granátovo-biotitového a kordieritovo-granátového geotermometra stanovili postupnosť zmeny v minerálnych fázach od podmienok regionálnej metamorfózy strednotlakového typu (granátová a staurolitovo-chloritoidová subfácia) až po nízkotlakovú kontaktnú metamorfózu (počiatok subfácie andaluzitovo-biotitovo-muskovitových rohovcov). Obidva typy premien autori vekove navzájom odlišili, hoci majú izotermický a izochemický charakter. Regionálnej strednotlakovej metamorfóze pripisujú variský vek, nízkotlakovej kontaktnej metamorfóze alpský vek.

Nová interpretácia geologickej stavby južnej a juhovýchodnej časti veporika podložená kartografickým prepracovaním celej zóny približne od Jelšavy až po Poltár (A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1982), doložená taktiež výsledkami biostratigrafického výskumu (E. PLANDEROVÁ—A. VOZÁROVÁ 1978; E. PLANDEROVÁ in D. VASS a kol. 1982), umožnila podstatne regionálne rozšíriť poznanie výskytu alpínskych granitoidov. Súbor metasedimentov vystupujúci na J a JV od povrchových výskytov granitoidov bol zaradený k obalu južného veporika (revúcka skupina zložená zo slatvinského a rimavského súvrstvia, stratigrafického rozsahu stefan — perm; len lokálne sú zachované i sekvencie triasu federátskej skupiny). Premenu súboru mladopaleozoických sedimentov interpretujú A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR (1982) ako viacfázový alpínsky proces, geneticky spätý s tvorbou granitoidov. Závislosť zmeny termodynamických podmienok na vzdialenosti od granitoidového telesa bola doložená zmenami v chemickom zložení koexistujúceho granátu a biotitu (A. VOZÁROVÁ—J. KRIŠTÍN 1985). Geotermické a geobarometrické údaje boli získané pomocou mineralogických indikátorov — granátu + biotitu a granátu + biotitu + muskovitu + plagioklasu. Teploty v rozsahu 448 °C—523 °C a tlaku 2,8—4,3 kbar, boli zistené na základe analýzy dvoch vzoriek z lokality Krokava (J. KRIŠTÍN—A. VOZÁROVÁ 1986).

Petrografická charakteristika hornín

Stupeň premeny hornín v stykovej zóne veporika a gemerika má stúpajúci trend v smere od JV na SZ, to znamená k povrchovým výskytom granitoidov, ktoré tvoria súvislý pruh variabilnej hrúbky prakticky v celom rozsahu južného veporika. Alpínskou vyššie termálnou premenou, ktorá dosahuje stupeň spodnej a vrchnej časti fácie zelených bridlíc až spodnej časti amfibolitovej fácie, sú postihnuté z obalu južného veporika sedimenty slatvinského a rimavského súvrstvia, spodného triasu federátskej skupiny a z gemerika sekvencie ochtinského súvrstvia a gelnickej skupiny.

Všeobecne sú v metasedimentoch nízkeho stupňa premeny dobre zachované sedimentárne textúry a v metapieskovcoch i relikty sedimentárnych štruktúr. Bežné sú relikty klastických zŕn kremeňa, živcov (predovšetkým plagioklasov), ojedinele tiež rozložených biotitov. S pribúdajúcou teplotou nadobúdali horniny masívnejšiu textúru, až postupne došlo k rekryštalizácii celej štruktúry za súčasnej zmeny minerálnych fáz.

Postupné zmeny ako v minerálnom, tak i v modálnom zložení hornín v smere ku kontaktu s granitoidovým telesom dokumentujú priemerné analýzy zloženia metapieskovcov slatvinského súvrstvia (tab. 1).

Tabuľka 1 Mineralogické zloženie metasedimentov slatvinského súvrstvia na kontakte s granitoidovým telesom v profile Krokava—Slatviná a v oblasti Kopráškovej doliny

	4574/81	4575/81	4576/81	4577/81	4581/81	4582/81	22/80	23/80	24/80
kremeň	31	45	58	54	48	47	68	31,5	55
biotit	13	32	19	36	19	28	12	40,5	35
muskovit	5	6,5	6	4	20	15	13	1	0,5
plagioklas	38	1	6	1	6	7	3	9	7
granát	1	2,5	3	3	3	1	2	3,5	akc.
kordierit	—	—	—	—	—	—	—	14	-
K-živec	12	8	—	1	—	—	—	0,5	-
amfibol	—	—	5,5	—	—	—	—	—	—
epidot-zoizit	—	—	1	—	2	—	0,5	—	—
chlorit	—	5	0,5	1	2	2	0,5	—	—
relikty detritických živcov	—	—	—	—	—	—	1	—	2,5

Lokalizácia vzoriek:

4574/81 — Krokava, granitoidné teleso, 10 m od kontaktu so sedimentmi;

4575/81 — Krokava, bezprostredný kontakt s granitoidovým telesom;

4576/81 — Krokava, 2—2,5 m od kontaktu s granitoidovým telesom;

4577/81 — Krokava, 5—6 m od kontaktu s granitoidovým telesom;

4581/81 — Slatviná, 2 km na JV od obce Krokava;

4582/81 — Slatviná, 2 km na JV od obce Krokava;

22/80 — Kopráška dolina, nadmorská výška 412 m, zárez v ceste;

23/80 — Kopráška dolina, nadmorská výška 450 m, zárez v ceste;

24/80 — Kopráška dolina, nadmorská výška 475 m, zárez v ceste

A) v podmienkach nízkeho stupňa premeny (priemer 6 analýz): relikty klas-
tických zrn kremeňa — 20,5 %; relikty klastických zrn živcov — 4 %; kryštalic-
ký agregát kremeňa — 37 %; sericit — 17 %; chlorit — 13 %; epidot (zoizit)
— 2,5 %; plagioklas (albit) — 0,5 %; biotit — 5 %; granát — 0,5 %.

B) v podmienkach stredného stupňa premeny (priemer na základe 7 analýz):
kremeň — 54 %; biotit — 25 %; granát — 2,5 %; K-živec — 2 %; plagioklas
— 4 %; opakové minerály — 0,5 %.

v metapieskovcoch a v metapelitoch vznikajú pri nízkom stupni premeny
nasledovné minerálne asociácie

— spodná časť fácie zelených bridlíc:

sericit + chlorit + kremeň

sericit + chlorit + albit + kremeň ± karbonát

sericit + kremeň + grafit

— vrchná časť fácie zelených bridlíc:

biotit + chlorit + muskovit + kremeň ± granát

biotit + muskovit + kremeň + plagioklas ± epidot

granát + biotit + muskovit + plagioklas + kremeň ± epidot

V intermediárnych a bázičných vulkanitoch a vulkanoklastikách boli zistené
tieto asociácie metamorfných minerálov:

chlorit + albit + epidot/klinozoizit + kalcit ± kremeň

aktinolit + chlorit + epidot/klinozoizit + albit ± titanit

aktinolitový amfibol + epidot + chlorit + plagioklas ± biotit + kremeň +
granát.

So skracovaním vzdialenosti od kontaktu s granitoidovým telesom pribúda
množstvo minerálov rovnovážnych v podmienkach stredného stupňa premeny.

V piesčito-ílovitých sedimentoch v podmienkach stredného stupňa premeny
vznikli nasledovné asociácie metamorfných minerálov:

biotit + muskovit + kremeň + plagioklas

biotit + almandín + kremeň

almandín + biotit + plagioklas + K-živec + kremeň

kordierit + biotit + draselný živec + kremeň

kordierit + biotit + muskovit + plagioklas ± almandín

biotit + amfibol + plagioklas + almandín + kremeň.

S procesmi konsolidácie granitoidovej intrúzie sú zviazané prejavy pneuma-
tolyticko-hydrotermálnej mineralizácie. V metamorfovaných horninách i v sa-
motnom granitoidovom telese spôsobili tieto roztoky sericitizáciu a saussuriti-
záciu živcov, chloritizáciu, epidotizáciu a baueritizáciu biotitu, chloritizáciu
granátov, tiež miestami intenzívne prejavy alkalickej metazomatózy (muskoviti-
záciu, mikroklinizáciu) a silicifikácie spojené s greizenizáciou. V štruktúrach sú
všesmerne orientované kryštály, prípadne lúčovité agregáty chloritu, turmalínu,
apatitu, zoizitu. V greizenizovaných častiach sa objavujú hniezda svetlohnedého
biotitu a vtrúseniny fluoritu. Hojné sú hydrotermálne žilky s kremeňovo-sulfi-
dickou mineralizáciou.

Zloženie metamorfných minerálov a na jeho základe i termodynamické
podmienky ich premeny boli stanovené na vzorkách z priameho kontaktu

synorogénnych granitov a metasedimentov slatvinského súvrstvia v profile Krokava-Slatviná a z metasedimentov slatvinského súvrstvia z doliny s. od Kopráša, kde bolo geofyzikálne overené magmatické teleso, pravdepodobne súvisiace s intrúziou rochovského granitu.

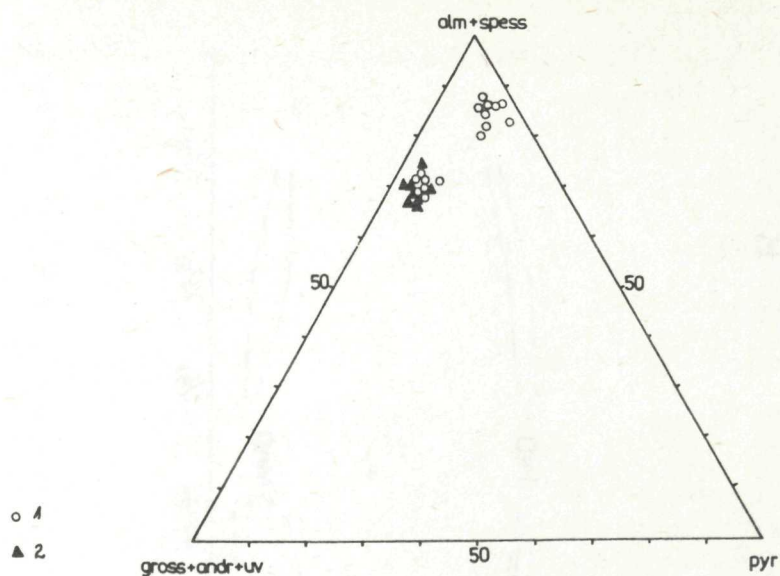
V profile Krokava-Slatviná boli študované paragenézy minerálov: granát + biotit a granát + biotit + plagioklas + muskovit. Vo vzorkách z oblasti Kopráša bolo analyzované zloženie koexistujúcich minerálov granát + biotit + kordierit.

Zloženie minerálov

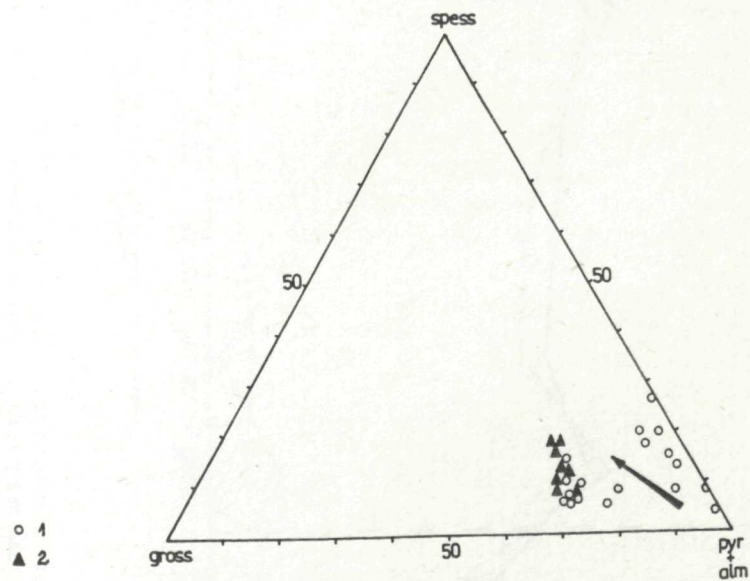
Granáty

Svojím zložením patria do skupiny pyralspitov — s prevahou almandínovej zložky (tab. 2). Obsah almandínovej zložky v granátoch sa pohybuje od 57 do 76 % v profile Krokava-Slatviná a približne od 55 % do 60 % v Kopráškovej doline. Z izomorfne sa zastupujúcich členov je v najväčšom množstve zastúpená zložka grossulárová, ktorej obsah varíruje v granátoch metasedimentov z profilu Krokava-Slatviná v rozsahu od 2 % až do 24 %. V granátoch z metasedimentov Kopráškovej doliny sú obsahy grossulárového komponentu oveľa vyrovnanjšie, od 21—25 %. Obsah spessartínovej zložky sa pohybuje v priemere od 6 do 10 %, len v málo vzorkách stúpa do 15 %, ojedinele až do 20 %. Zastúpenie pyropovej zložky sa pohybuje v rozsahu 5 až 10 %, len ojedinele nad 10 %. Pomerné zastúpenie konečných členov skupiny granátov v analyzovaných vzorkách je vyjadrené na obr. 3 a 4. V chemickom zložení granátov boli zistené výrazné závislosti od zmeny teploty, to znamená od vzdialenosti od kontaktu s granitoidovým telesom. Zmeny v obsahoch hlavných kyslíčnikov v závislosti od vzdialenosti kontaktu sú vyjadrené na obr. 5 a 6. So vzdialenosťou od kontaktu klesá v granátoch obsah FeO a MgO a naopak stúpa CaO a MnO. Výraznejšie je tento trend vyjadrený na grafe závislosti $(CaO + MnO):(MgO + FeO)$ na obr. 7. Šípka naznačuje smer vzdialenosti od kontaktu. Písmenom A sú označené vzorky z profilu Krokava-Slatviná a písmenom B vzorky z Kopráškovej doliny. Číselné hodnoty pomeru $(CaO + MnO):(MgO + FeO)$ (tab. 6) sa pohybujú v profile Krokava-Slatviná v strede zŕn v rozmedzí 0,20—0,43 a na okraji zŕn 0,13—0,50. V granátoch z oblasti Kopráškovej doliny všeobecne stúpa obsah $(CaO + MnO)$ v porovnaní s $(MgO + FeO)$. Hodnoty tohto pomeru v strede zŕn sa pohybujú v rozsahu 0,49—0,62 a na okraji zŕn 0,34—0,54.

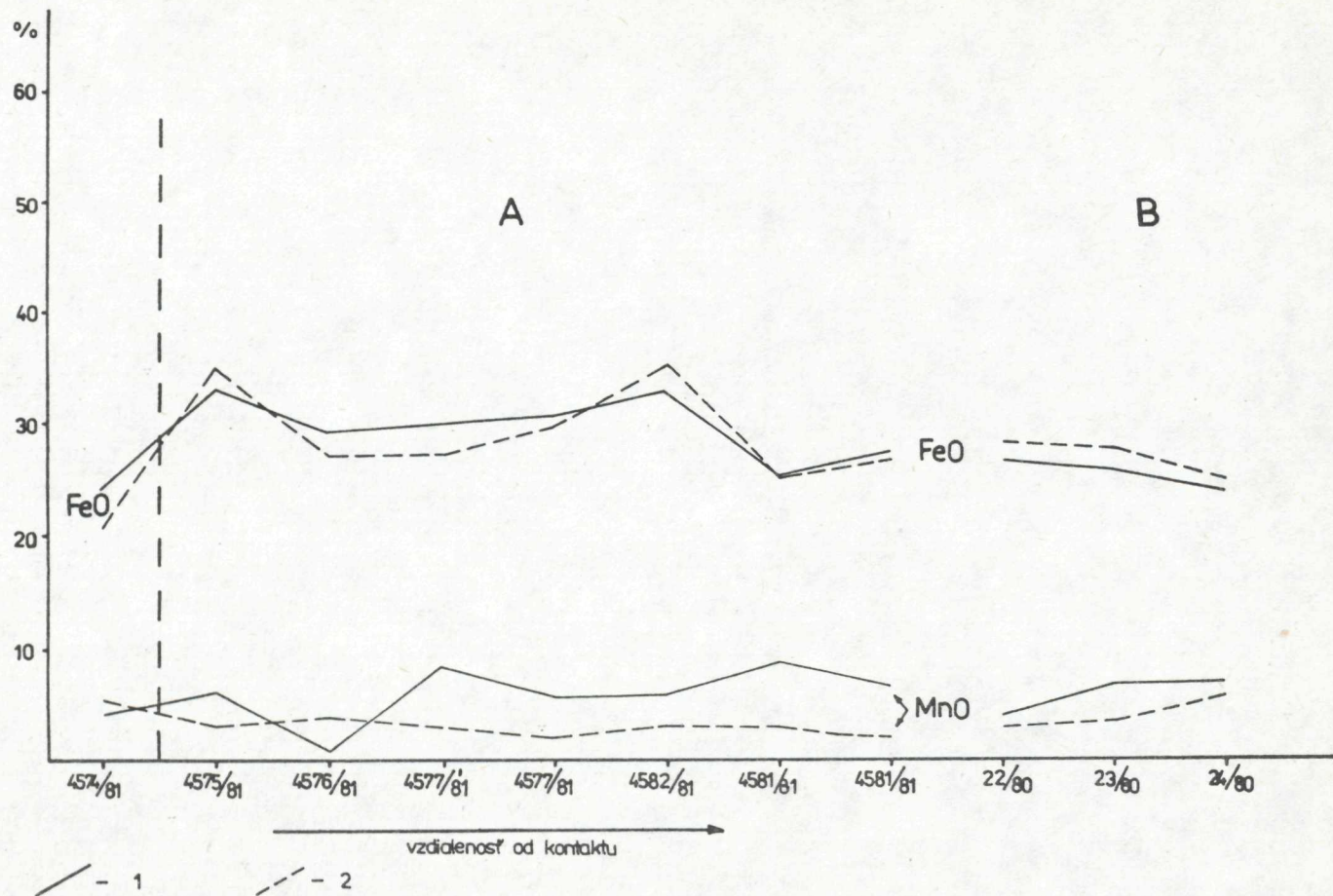
Obsahy MgO, CaO, MnO prejavujú priame závislosti od obsahov FeO (obr. 7). So stúpajúcim obsahom FeO klesá obsah CaO a MnO a naopak stúpa obsah MgO. Závislosti zmien v zložení granátov na vzdialenosti od kontaktu s granitoidovým telesom možno najlepšie pozorovať v zastúpení množstva iónov Mn, Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mg i Ti (tab. 6). So vzdialenosťou od kontaktu klesá v granátoch množstvo iónov Fe^{+2} , Mg a Ti a naopak, stúpa množstvo Mn, Fe^{+3} v porovnaní s Mg.



Obr. 3 Diagram znázorňujúci zloženie granátov podľa pomerného zastúpenia základných molárnych zložiek. 1 — granáty z profilu Krokava—Slatviná; 2 — granáty zo vzoriek z Kopráskej doliny.



Obr. 4 Pomerné zastúpenie almandínovej + pyropovej zložky ku grossulárovej a spessartínovej. Šípka znázorňuje zmeny v zložení granátov so vzdialenosťou od kontaktu v profile Krokava—Slatviná. 1 — granáty z profilu Krokava—Slatviná; 2 — granáty z Kopráskej doliny.



Obr. 5 Graf znázorňujúci zmeny v zastúpení FeO a MnO v zrnách granátov so vzdialenosťou od kontaktu s granitoidovým telesom. Plná čiara zodpovedá strednej a prerušovaná okrajovej časti zfn.

Tabuľka 2 Chemické zloženie granátov z profilu Krokava—Slatviná a z Koprárskej doliny

	4575/81 str.	4575/81 okr.	I. 4576/81 str.	I. 4576/81 okr.	II. 4576/81 okr.	4577/81 (1)	4577/81 (2)	4577/81 (3)	4577/81 (4)	4577/81 (5)	I. 4581/81 str.	I. 4581/81 str.	I. 4581/81 okr.	II. 4581/81 str.	II. 4581/81 okr.	I. 22/80 str.	I. 22/80 okr.	II. 22/80	I. 23/80 str.	I. 23/80 okr.	II. 23/80 okr.	24/80 str.	24/80 str.
SiO ₂	36,58	37,55	37,88	38,23	38,11	38,27	38,28	38,42	37,73	38,55	36,60	36,75	37,13	37,27	37,38	38,35	37,95	36,80	37,07	38,40	37,03	37,81	38,03
Al ₂ O ₃	20,69	21,47	19,05	21,09	21,15	21,81	21,73	22,03	21,99	21,28	19,94	19,45	21,72	21,01	21,25	21,41	20,47	20,93	20,56	21,30	20,35	21,00	21,16
FeO	32,80	34,47	29,82	26,14	28,32	27,94	28,06	30,57	30,16	30,47	28,37	28,37	27,51	30,14	28,55	26,90	27,88	25,30	26,04	27,46	27,29	24,08	25,66
TiO ₂	0	0,82	0,12	0,20	0,15	0,22	0,16	0,05	0,06	0,13	0,08	0,08	0,12	0,12	0,09	0,08	0,05	0,09	0,13	0,09	0,15	1,14	0,12
MgO	2,71	2,40	1,77	1,32	1,59	1,70	1,81	2,26	2,89	3,55	1,94	1,94	1,23	1,82	1,21	1,36	1,47	1,11	0,89	1,03	0,88	1,32	1,52
MnO	6,14	2,70	1,14	5,79	1,70	2,99	1,67	1,20	8,10	5,92	10,90	10,90	4,67	8,77	2,05	4,18	2,83	6,41	6,69	2,98	4,32	7,09	5,87
CaO	0,92	2,22	7,91	7,99	8,41	8,08	8,85	7,21	0,85	1,00	2,39	2,39	9,49	1,86	8,64	9,39	9,26	9,57	8,10	8,57	8,58	8,88	9,02
Σ	99,84	101,63	97,68	100,76	99,43	101,01	100,56	101,74	101,78	100,90	100,22	99,88	101,87	100,99	99,17	101,67	99,91	100,21	99,48	99,83	98,6	101,32	101,38

Množstvá iónov v prepočte na 24 (0)

Si	2,967	2,988	3,110	3,042	3,054	3,025	3,030	3,010	2,988	3,065	3,244	2,996	2,918	2,997	3,016	3,014	3,038	2,943	3,000	3,084	3,020	2,994	3,001
Al ^{IV}	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,075	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,945	2,013	1,844	1,978	1,998	2,031	2,027	2,035	2,044	1,995	2,083	1,869	1,937	1,991	2,020	1,983	1,931	1,921	1,961	2,011	1,956	1,960	1,967
Fe ³⁺	0,055	0,000	0,156	0,022	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,131	0,063	0,009	0,000	0,017	0,069	0,079	0,039	0,000	0,044	0,040	0,033
Ti	0,000	0,049	0,008	0,012	0,009	0,013	0,009	0,003	0,004	0,008	0,006	0,005	0,007	0,008	0,006	0,005	0,003	0,005	0,008	0,005	0,009	0,068	0,007
Mg	0,328	0,285	0,216	0,157	0,190	0,20	0,214	0,264	0,341	0,421	0,256	0,236	0,144	0,219	0,146	0,160	0,176	0,133	0,108	0,123	0,107	0,155	0,178
Mn	0,422	0,182	0,079	0,390	0,129	0,200	0,112	0,080	0,544	0,399	0,082	0,752	0,311	0,597	0,140	0,279	0,192	0,434	0,459	0,202	0,298	0,476	0,392
Ca	0,080	0,189	0,696	0,682	0,722	0,684	0,751	0,605	0,073	0,086	0,227	0,208	0,799	0,161	0,746	0,791	0,794	0,820	0,702	0,735	0,750	0,753	0,762
Fe ²⁺	2,170	2,294	1,891	1,717	1,896	1,847	1,857	2,003	1,998	2,021	2,103	1,803	1,746	2,018	1,926	1,751	1,797	1,613	1,723	1,840	1,816	1,554	1,660

Molekulárne % konečných členov skupiny granátov

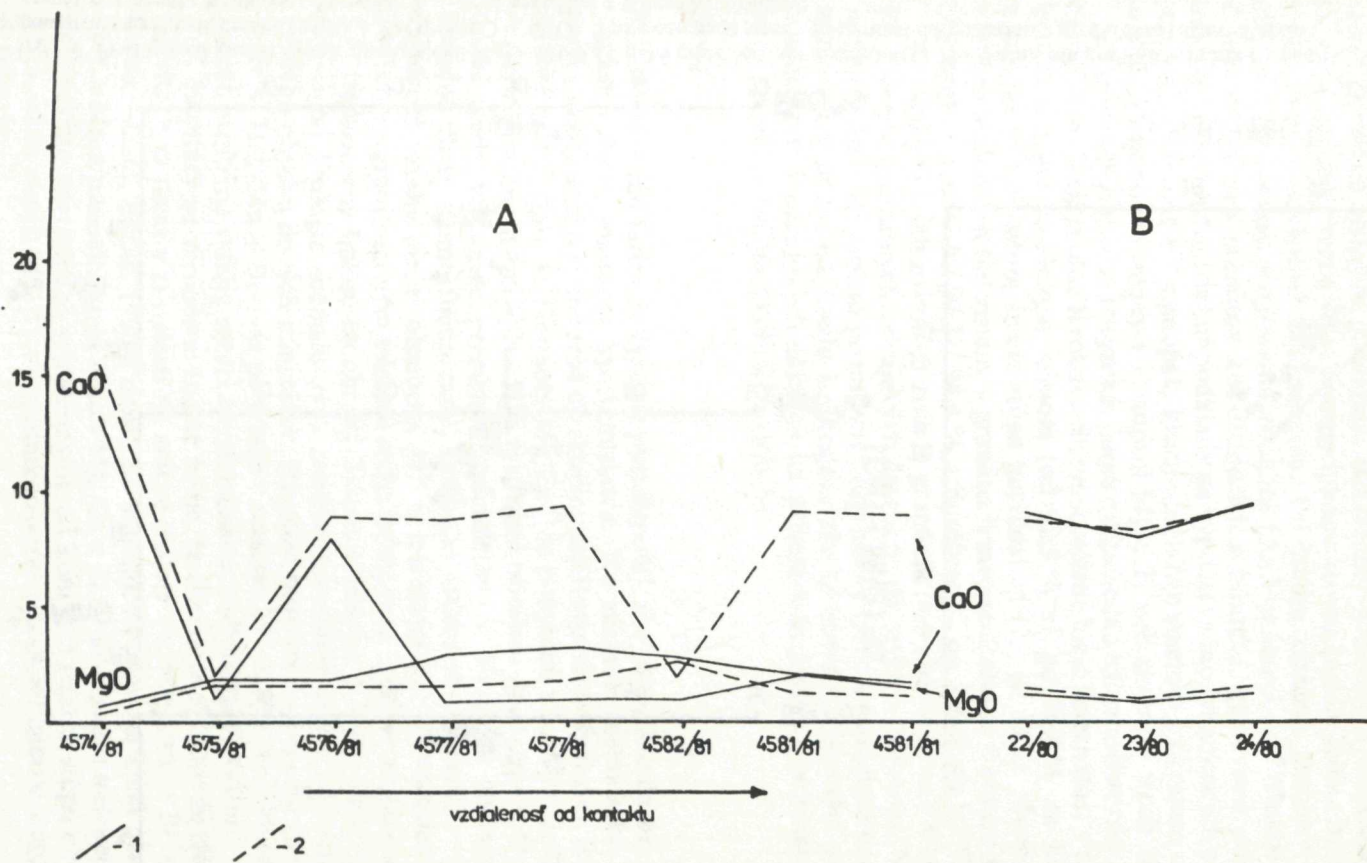
andradit	2,7	0,0	7,8	1,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	6,6	3,1	0,4	0,0	0,8	3,4	3,9	1,9	0,0	2,2	2,0	1,6
grossular	0,0	6,3	15,4	21,6	23,95	22,5	24,7	19,8	2,4	2,6	7,3	0,4	23,5	4,9	24,6	25,6	23,0	23,4	21,5	24,4	22,8	23,1	23,8
pyrop	10,95	9,4	7,2	5,2	6,3	6,6	7,1	8,7	11,1	14,0	8,2	7,9	4,8	7,3	4,8	5,3	5,9	4,4	3,6	4,1	3,6	5,2	5,9
almandín	72,35	76,0	63,0	57,3	63,25	60,6	61,1	65,6	65,1	67,4	67,3	60,1	58,2	67,3	63,6	58,4	59,9	53,8	57,4	61,0	60,5	51,8	55,4
spessartín	14,0	8,3	6,6	14,8	6,4	10,3	7,1	5,9	21,4	15,7	17,2	25,0	10,4	20,1	7,0	9,9	7,8	14,5	15,6	10,5	10,9	17,9	13,3

Tabuľka 3 Chemické zloženie biotitu z metasedimentov slatvinského súvrstvia na kontakte s granitoidovým telesom v profile Krokava—Slatviná a v Koprárskej doline

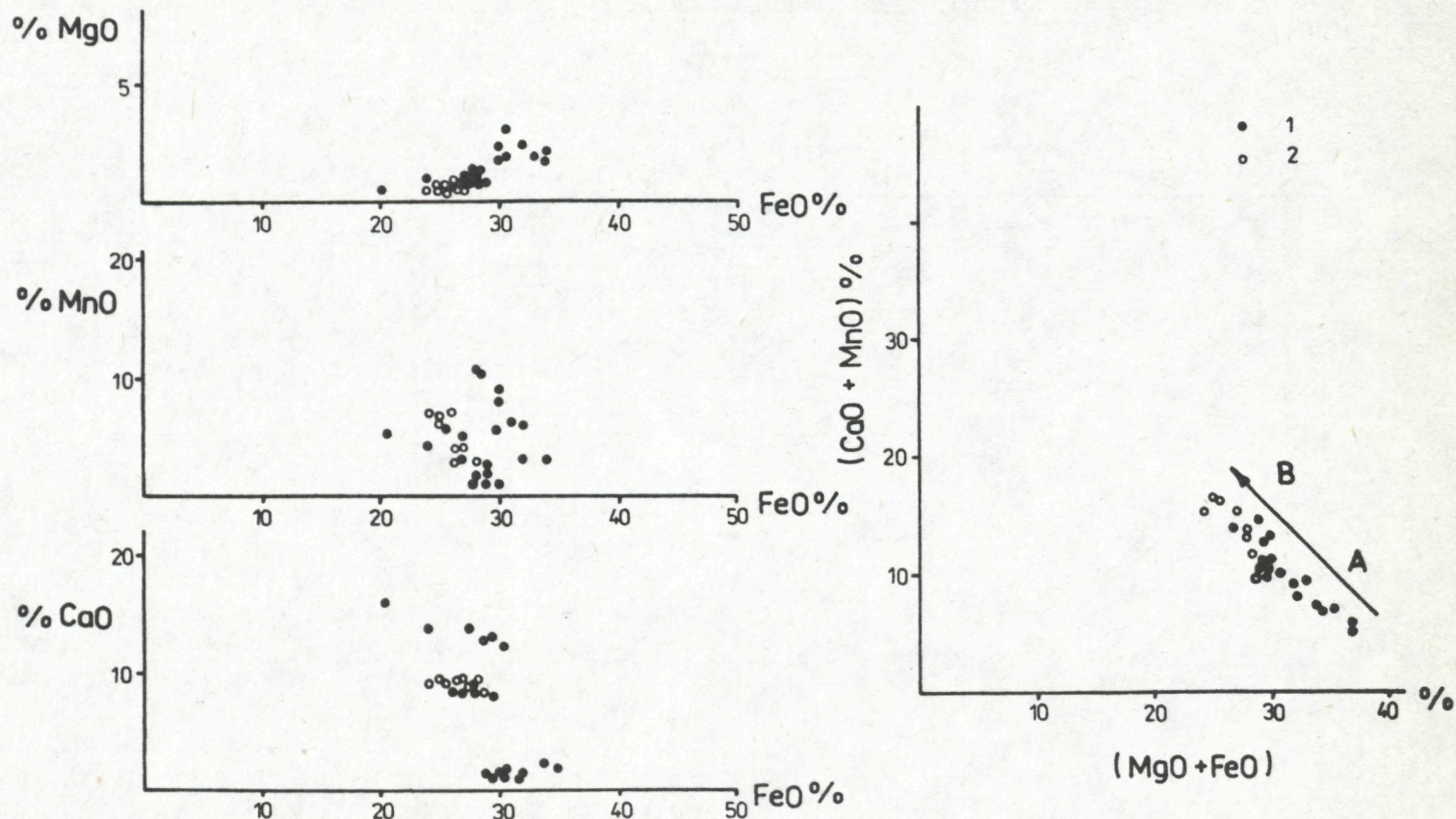
	4575/81	I. 4576/81 str.	I. 4576/81 okr.	II. 4576/81	4577/81 (2)	4577/81 (4)	4577/81 (5)	I. 4581/81	II. 4581/81	4582/81	I. 22/80 str.	I. 22/80 okr.	II. 22/80	I. 23/80 str.	II. 23/80	24/80 str.	24/80 okr.
Na ₂ O		0,12	0,39	0,11	0,07	0,08	0,09				0,13	0,10	0,14			0,04	0,04
MgO	7,17	9,90	9,47	9,73	10,50	10,84	10,71	13,11	8,80	8,96	9,52	9,60	9,69	5,15	7,04	11,20	11,17
Al ₂ O ₃	17,87	19,11	18,81	17,66	18,22	18,69	18,36	22,70	19,47	16,38	17,47	18,89	19,40	19,80	21,54	20,11	19,44
SiO ₂	31,50	37,45	39,46	37,42	37,99	37,11	37,10	34,23	35,62	33,50	36,62	36,95	37,71	35,44	34,16	34,62	34,29
CaO	0,05	0,03	0,17	0,08	0,02	0,03	0,02	0,03	0,07	0,06	0,05	0,10	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04
K ₂ O	8,82	7,54	7,63	7,80	8,53	8,55	8,74	0	8,78	8,90	8,75	7,50	7,48	8,15	9,37	8,79	7,56
MnO	0,27	0,03	0,13	0,12	0,07	0,02	0,00	0,40	0,09	0,17	0,32	0,35	0,29	0,23	0,25	0,18	0,32
FeO	21,44	18,51	18,24	18,84	18,84	18,47	17,25	25,61	17,97	18,54	19,96	19,67	18,14	22,55	20,14	19,37	19,65
TiO ₂	2,14	1,61	1,85	1,67	1,79	1,18	1,56	0,12	1,74	1,69	1,43	1,42	1,88	2,65	1,50	0,28	0,22
Σ	89,26	94,30	96,15	93,43	96,03	94,27	93,83	96,2	92,54	88,20	94,25	94,58	94,74	94,00	94,03	94,61	92,74

Množstvo iónov v prepočte na 22 (0)

Na		0,036	0,110	0,032	0,020	0,024	0,027				0,038	0,029	0,041			0,012	0,011
Mg	1,777	2,219	2,072	2,215	2,334	2,431	2,421	3,559	2,171	2,206	2,181	2,164	2,157	1,299	1,755	2,552	2,589
Al	3,501	3,387	3,254	3,177	3,204	3,315	3,281	4,229	3,214	3,188	3,164	3,368	3,414	3,748	3,674	3,622	3,561
Si	5,237	5,631	5,793	5,713	5,668	5,583	5,626	4,049	5,567	5,531	5,626	5,588	5,631	5,149	5,239	5,292	5,330
Ca	0,008	0,004	0,027	0,013	0,003	0,005	0,004	0,006	0,012	0,010	0,008	0,016	0,002	0,005	0,006	0,003	0,007
K	1,870	1,446	1,430	1,518	1,624	1,640	1,691	0	1,855	1,874	1,715	1,447	1,425	1,758	2,010	0,715	1,498
Mn	0,038	0,003	0,016	0,016	0,009	0,002	0,000	0,062	0,013	0,023	0,042	0,045	0,036	0,033	0,035	0,023	0,042
Fe ²⁺	2,980	2,327	2,239	2,406	2,287	2,324	2,187	3,901	2,408	2,560	2,564	2,488	2,266	3,191	2,831	2,477	2,555
Ti	0,268	0,182	0,204	0,191	0,201	0,134	0,178	0,016	0,217	0,210	0,165	0,161	0,211	0,337	0,190	0,032	0,026



Obr. 6 Graf znázorňujúci zmeny v zastúpení CaO a MgO v zrnách granátov so vzdialenosťou od kontaktu s granitoidovým telesom. Strednej časti zrn zodpovedá plná a okrajovej prerušovaná čiara.



Obr. 7 Prvá trojica grafov vyjadruje závislosti MgO, MnO a CaO v granátoch od obsahu FeO. Na osobitnom grafe sú vyjadrené zmeny v zložení granátov na základe vzťahu $(\text{MgO} + \text{FeO}) : (\text{MnO} + \text{CaO})$. Šípka označuje smer vzdialenosti od kontaktu v profile Krokava—Slatviná. 1 — zrná granátov z profilu Krokava—Slatviná; 2 — zrná granátov z Koprášskej doliny.

Granáty z analyzovaných vzoriek sú zväčša nehomogénne, prejavujú optickú alebo kryptickú zonalitu. Obsahujú uzavreniny kremeňa a titanomagnetitu, ktoré sú koncentrované vo väčšine prípadov vo vonkajšom leme zrn, niekedy s náznakmi rotovaného usporiadania. Pri štúdiu zloženia granátov z tejto oblasti bola zistená progresívna zonalita (A. VOZÁROVÁ—J. KRISTÍN 1985). Z jedenástich zrn granátov koexistujúcich s biotitmi, ktoré boli podrobené mikroanalýze s cieľom získať podklady na výpočet termodynamických parametrov, stúpal obsah Fe^{+2} a naopak, klesal obsah Mn smerom k okrajom v ôsmich zrnách. Progresívne trendy v zastúpení Mg a Ti boli zistené v troch zrnách.

Železnatosť granátov je vysoká, čomu zodpovedá i ich relatívne nízka horečnatosť (tab. 6). V profile Krokava-Slatviná mierne klesá železnatosť v smere ku kontaktu s granitoidovým telesom (od 92,9 % až po 86,8 % na kontakte) a naopak, v tom istom smere stúpa horečnatosť (7,1 až 13,1). Menší rozptyl v týchto hodnotách bol zistený v granátoch metasedimentov z oblasti Kopráša (železnatosť v rozsahu 90,3—94,4 % a horečnatosť od 5,5 až po 9,7 %).

Vo všetkých analyzovaných zrnách granátov boli zistené zmeny v obsahoch Fe a Mg v centrálnych okrajových častiach, na styku s biotitom. V profile Krokava-Slatviná možno pozorovať progresívny trend v narastaní hodnôt železnatosť v smere od stredu k okrajom zrn, sledovaný regresným poklesom horečnatosti v okrajových častiach na priamom kontakte s biotitom. Pokles horečnatosti je zväčša okolo 2 % (tab. 6).

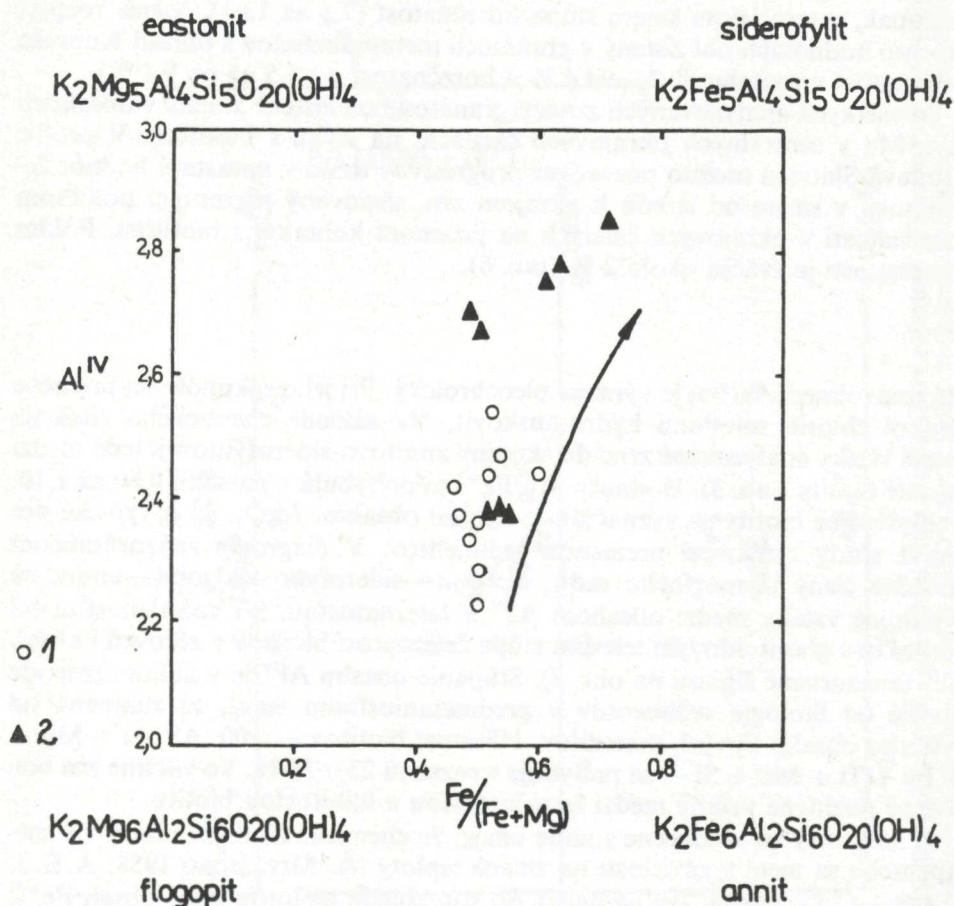
Biotit

Má tmavohnedú farbu, je výrazne pleochroický. Pri jeho sekundárnej premene vznikol chlorit, miestami hydromuskovit. Na základe chemického zloženia patria všetky analyzované zrná do skupiny annitovo-siderofylitovej, teda medzi železité biotity (tab. 3). Hodnoty Mg/Fe^{+2} sa pohybujú v rozsahu 0,60 až 1,10. Analyzované biotity sa vyznačujú vysokými obsahmi Al_2O_3 , čo je typické pre tmavé sludy vzniknuté premenou sedimentov. V diagrame znázorňujúcom konečné členy izomorfného radu, eastonit—siderofylit—flogopit—annit, sú vyjadrené vzťahy medzi obsahom Al^{IV} a železnatosťou. So vzdialenosťou od kontaktu s granitoidovým telesom stúpa železnatosť biotitov a zároveň i obsah Al^{IV} (znázornené šípkou na obr. 8). Stúpanie obsahu Al^{IV} je v danom prípade závislé od litológie sedimentov v predmetamorfnom stave, to znamená od vyššieho obsahu ílových minerálov. Hlinitosť biotitov — $100 \cdot \text{Al}/(\text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Si})$ — sa pohybuje v rozsahu 23—28 %. Vo väčšine zrn boli zistené pozitívne vzťahy medzi horečnatosťou a hlinitosťou biotitu.

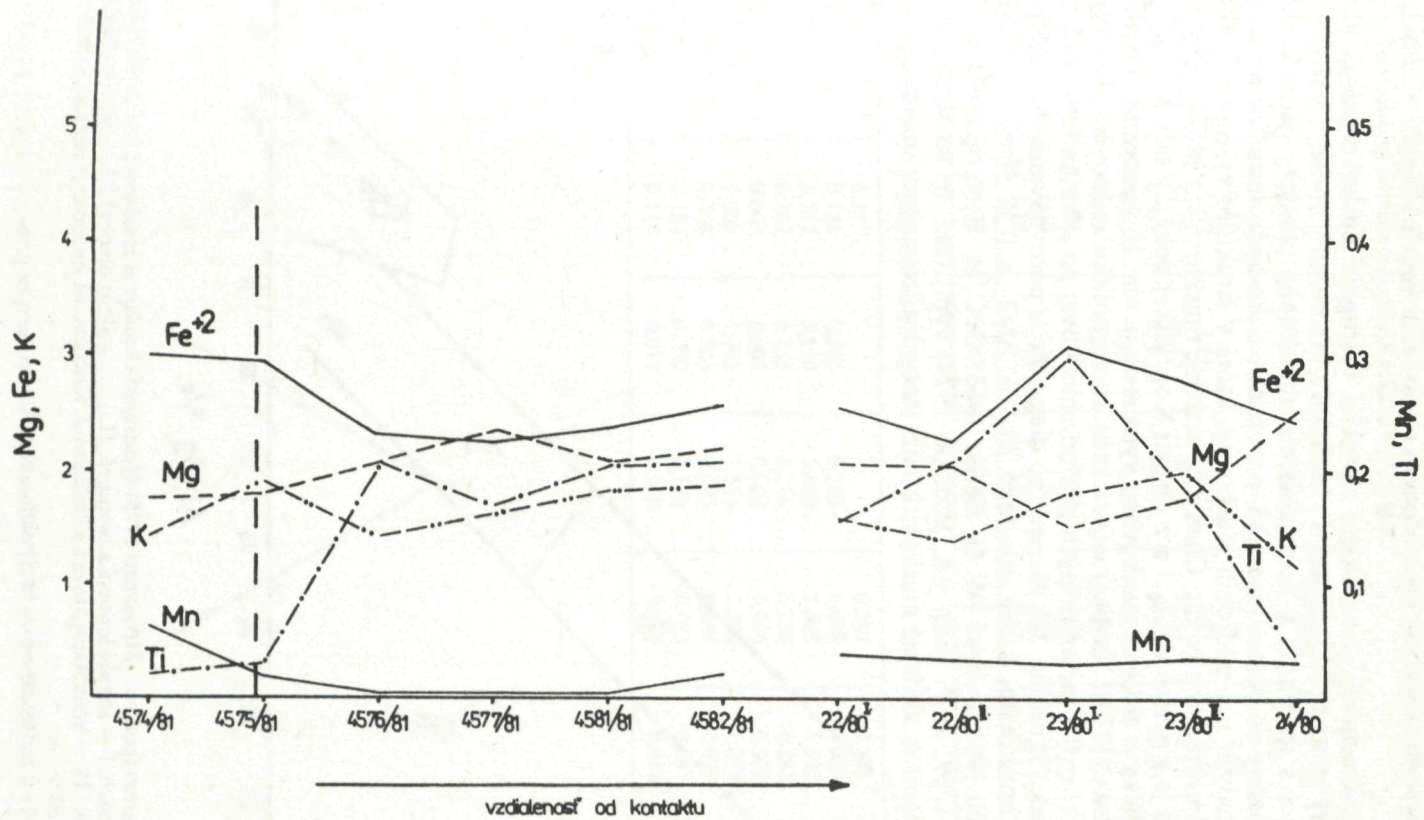
Z literatúry sú všeobecne známe údaje, že chemické zloženie biotitov v metapelitoch sa mení v závislosti na zmene teploty (A. MIYASHIRO 1958, A. E. J. ENGEL—C. G. ENGEL 1960 a ďalší). So stúpajúcou teplotou klesá obsah Fe^{+2} , Fe^{+3} a Mn a naopak, stúpa obsah Mg, Cr a Ti. V biotitoch z metasedimentov slatvinského súvrstvia so vzdialenosťou od kontaktu mierne stúpa obsah Fe^{+2} a Mn, klesá obsah Mg, Ti a s výnimkou vzorky č. 24/80 mierne stúpa i obsah K (obr. 9).

V profile Krokava-Slatviná sa pohybuje horečnatosť biotitov v rozsahu 37,3—52,5 %, železnatosť 47,5—62,6 %. Hodnoty horečnatosti biotitov zo vzoriek z oblasti Kopráša sa pohybujú v rozsahu 28,9—50,7 %, železnatosť 49,3—71,1 %. Zrná biotitov prejavujú progresívnu i regresívnu chemickú zonalnosť. Vo väčšine analyzovaných zrn z profilu Krokava-Slatviná bolo zistené stúpanie hodnôt železnatosť smerom od centra k okrajom a naopak, v tom istom smere klesanie horečnatosti. Vo vzorkách z doliny severne od Kopráša bol zaznamenaný progresívny vzostup horečnatosti v smere od centra k okrajom zrn biotitov.

Obsahy TiO_2 v biotitoch sú v rozsahu 1,1—2,6 %. Len málo zrn biotitov obsahuje veľmi nízke množstvá TiO_2 , do 0,2 %.



Obr. 8 Diagram, na ktorom sú znázornené konečné členy biotitovo-flogopitovej série, vyjadruje závislosť železnatosť a obsahu Al^{IV} . Šípka označuje smer vzdialenosti od kontaktu s granitoidovým telesom v profile Krokava—Slatviná. 1 — zrná biotitov z profilu Krokava—Slatviná; 2 — zrná biotitov z Kopráskej doliny.



Obr. 9 Zmeny v obsahoch základných prvkov v biotitoch so vzdialenosťou od kontaktu.

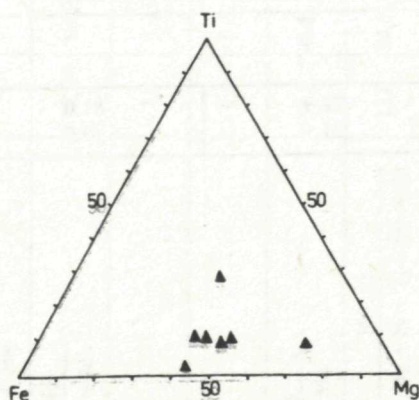
Tabuľka 4 Chemické zloženie muskovitov z metasedimentov slatvinského súvrstvia na kontakte s granitoidovým telesom z profilu Krokava—Slatviná

Hmotnostné %

	4576/81	4581/81	4581/81	4577/81 (1)	4577/81 (2)	4577/81 (3)
Na ₂ O	0,41			1,18	1,40	0,68
MgO	0,64	1,81	1,12	0,47	0,36	1,92
Al ₂ O ₃	37,10	36,13	32,97	38,34	38,13	33,52
SiO ₂	47,01	47,07	44,53	49,53	49,20	50,86
CaO	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,004
K ₂ O	6,03	10,00	8,54	8,10	7,88	9,54
MnO	0,04	0,03	0,02	0,05	0	0,003
FeO	1,40	2,38	1,66	0,78	0,82	1,77
TiO ₂	1,19	0,17	0,47	0,21	0,17	0,43
	93,72	97,62	89,33	98,7	97,98	98,727

Množstvá iónov v prepočte na 22 (0)

Na	0,105			0,287	0,345	0,168
Mg	0,126	0,380	0,233	0,089	0,069	0,364
Al	5,732	5,156	5,460	5,683	5,692	5,032
Si	6,162	6,333	6,256	6,230	6,232	6,479
Ca	0,005	0,005	0,003	0,006	0,002	0,001
K	1,008	1,792	1,531	1,300	1,274	1,550
Mn	0,004	0,003	0,003	0,005	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,154	0,280	0,195	0,083	0,087	0,100
Ti	0,117	0,018	0,050	0,020	0,016	0,041



Obr. 11 Diagram vyjadrujúci pomerné zastúpenie Fe; Ti, Mg v muskovitoch

Tabuľka 5 Chemické zloženie plagioklasov z metasedimentov slatvinského súvrstvia na styku s granitoidovým telesom v profile Krokava—Slatviná

Hmotnostné %

	4577/81 (1)	4577/81 (2)	4577/81 (3)
Na ₂ O	9,48	9,48	9,16
SiO ₂	62,13	62,63	62,18
Al ₂ O ₃	23,39	23,11	23,67
FeO	0,08	0,16	0,11
K ₂ O	0,09	0,08	0,09
CaO	4,59	5,00	5,10
MgO	0,00	0,01	0,00
TiO ₂	0,01	0,02	0,00
MnO	0,00	0,02	0,02
Σ	99,77	100,51	100,33

Množstvá iónov v prepočte na 32 (0)

Na	3,270	3,271	3,145
Si	11,054	11,145	11,010
Al	4,904	4,847	4,940
Fe ⁺²	0,012	0,024	0,016
K	0,020	0,019	0,020
Ca	0,876	0,763	0,967
Mg	0,000	0,001	0,000
Ti	0,002	0,002	0,000
Mn	0,000	0,002	0,003

Zložky živcov

albit	78,5	80,6	76,0
anortit	21,0	18,9	23,5
ortoklas	0,5	0,5	0,5

Bazicita

albit	78,9	81,0	76,4
anortit	21,1	19,0	23,6

Tabuľka 7 Pomerné zastúpenie hlavných prvkov v biotitoch metasedimentov slatvinského súvrstvia

	4575/81	I.		II.	4577/81			II.	4582/81	I.		II.	I.		II.	24/80	
		4576/81	4576/81	4576/81	(2)	(4)	(5)	4581/81		22/80	22/80	23/80	23/80	23/80	23/80	24/80	
		str.	okr.							str.	okr.					str.	okr.
$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{+2}}$	0,60	0,95	0,93	0,92	1,02	1,05	1,11	0,90	0,86	0,85	0,87	0,95	0,41	0,60	0,62	1,03	1,01
$\frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}}$	0,63	0,51	0,52	0,52	0,49	0,48	0,47	0,52	0,54	0,54	0,53	0,51	0,71	0,63	0,62	0,49	0,50
$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}}$	0,59	0,95	0,92	0,91	1,02	1,04	1,10	0,90	0,85	0,84	0,85	0,94	0,40	0,59	0,61	1,02	0,99
$\frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Mg}}$	1,7	1,05	1,08	1,09	0,99	0,95	0,90	1,11	1,16	1,17	1,15	1,05	2,46	1,68	1,61	0,97	0,99
$\frac{\text{Mn}}{\text{Ti}}$	0,14	0,02	0,08	0,08	0,04	0,01	0,0	0,06	0,11	0,25	0,28	0,17	0,10	0,14	0,18	0,72	1,6
$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \%$	37	48,8	48	47,9	50,5	51,1	52,5	47,7	46	46	46,5	48,8	28,9	37	38	50,7	50
$\frac{100 \cdot \text{Al}}{(\text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Si})}$	25,8	24,6	24	23,6	23,4	24	24,6	23,6	23,2	23	24,4	24,9	27,2	25,4	26,8	25,9	25,2

Tabuľka 6 Hodnoty pomerov hlavných prvkov a oxidov v granátoch metasedimentov slatvinského súvrstvia

	4575/81		I. 4576/81		II. 4576/81	4577/81					I. 4582/81	
	str.	okr.	str.	okr.	okr.	1.	2.	3.	4.	5.	str.	okr.
$\frac{(\text{MnO} + \text{CaO})}{(\text{MgO} + \text{FeO})}$	0,20	0,13	0,29	0,5	0,33	0,37	0,33	0,24	0,27	0,20	0,20	0,13
$\frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Mn}}$	5,1	12,6	23,9	4,4	14,7	9,2	16,6	25,0	3,8	5,0	4,8	11,7
$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{+2}}$	0,15	0,12	0,11	0,09	0,10	0,11	0,11	0,13	0,17	0,20	0,16	0,13
$\frac{\text{Ti}}{\text{Fe}^{+3}}$	0,0	0,0	0,05	0,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg} \%}$	88,8	89	90	91,6	91	90,2	89,7	88	85,4	82,7	86,2	88,2
$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mg} \%}$	13,1	11	10,2	8,3	9	9,7	10,3	11,6	14,6	17,2	13,8	13,4

Tabuľka 8 Zloženie muskovitu a kordieritu z metasedimentov slatvinského súvrstvia z oblasti Kopráskej doliny

	vz. 23/80		
	muskovit	kordierit	kordierit
MgO	1,09	7,16	7,28
Al ₂ O ₃	38,20	35,57	32,04
SiO ₂	46,02	47,32	47,71
CaO	0,0	0,02	0,08
K ₂ O	8,08	0,01	0,00
MnO	0,02	0,46	0,41
FeO	1,62	8,95	9,12
TiO ₂	0,38	0,04	0,00
Σ	95,41	99,53	96,64

Prepočet na 22 (0)

Prepočet na 18 (0)

Mg	0,212	1,179	1,142
Al	5,885	4,106	3,975
Si	6,016	4,891	5,021
Ca	0	0,003	0,009
K	1,348	0,001	0,000
Mn	0,003	0,043	0,037
Fe ²⁺	0,178	0,826	0,802
Ti	0,037	0,003	0,000

I. 4581/81			II. 4581/81			I. 22/80		II. 22/80	I. 23/80		II. 23/80	24/80	
str.	str.	okr.	str.	okr.	okr.	str.	okr.	str.	str.	okr.	okr.	str.	okr.
0,43	0,43	0,49	0,31	0,35	0,37	0,49	0,34	0,60	0,55	0,40	0,45	0,62	0,54
25,7	2,4	5,6	3,4	15,0	13,7	6,3	9,4	3,7	3,7	9,1	6,1	3,3	4,2
0,12	0,13	0,08	0,11	0,08	0,08	0,09	0,10	0,08	0,06	0,07	0,06	0,10	0,11
0,0	0,04	0,1	0,8	0,0	0,0	0,3	0,04	0,07	0,2	0,0	0,2	1,7	0,2
89	88,4	92,4	90,2	92,9	92,9	91,6	91,2	92,4	94,1	93,7	94,4	90,9	90,3
10,9	11,6	7,6	9,8	7,1	7,1	8,4	8,9	7,6	5,9	6,2	5,5	9,1	9,7

Muskovity metasedimentov slatvinského súvrstvia svojim zložením zodpovedajú muskovitom z almandínovej až staurolitovo-sillimanitovej zóny. Vysoké obsahy Al_2O_3 , ktoré sa približujú idealizovanému muskovitu, sú vo vzorkách z vnútornej časti kontaktnej aureoly 4577/81 (1, 2, 3); 4576/81 a zo vzorky 23/80 z Kopráškovej doliny, kde muskovit vystupuje v koexistencii s kordieritom. Relatívne najnižšie obsahy FeO majú muskovity z najvnútornejšej zóny kontaktnej aureoly, na lokalite Krokava 4577/81 (1, 2) a svojim zložením sa najviac približujú ideálnemu muskovitu.

Na obr. 11 je znázornené pomerné zastúpenie Fe:Mg:Ti v muskovitoch. Priemerné body nejavia veľký rozptyl. Dve vzorky, z ktorých v jednej je muskovit obohatený o Mg a v druhej o Ti, pochádzajú z kontaktu na lokalite Krokava.

Plagioklasy

Z metasedimentov slatvinského súvrstvia boli analyzované plagioklasy iba vo vzorke 4577/81, na lokalite Krokava. Chemizmom zodpovedajú oligoklasu s obsahom anortitovej zložky 18—23 % (tab. 5).

Kordierit

Bol zistený a analyzovaný iba vo vzorke 23/80 z oblasti Kopráškovej doliny. Podľa chemického zloženia patrí k slabo železitým kordieritom s obsahom FeO slabo prevyšujúcim MgO. Podľa údajov A. MIYASHIRU (1973) majú metamorfne

kordierity atómový pomer $Fe^{+2}:(Mg + Fe^{+2})$ vždy menší ako 0,6. V analyzovanej vzorke je hodnota tohto pomeru v obidvoch zrnách 0,4 (železnatosť 41 %). Na základe štruktúrnych znakov možno usudzovať, že koexistencia granátu—biotitu a kordieritu je nestabilná. Obsah granátu je vo vzorke 23/80 znížený, pričom niektoré zrná granátu sú obklopané reakčnými lemami biotitu alebo kordieritu. Z toho by vyplývalo, že granáty predstavujú reliktu staršej metamorfnej fázy. Takúto interpretáciu na základe analýzy koexistujúcich minerálov prijali S. P. KORIKOVSKIJ a kol. (1986).

Koexistencia granátu + biotitu + kordieritu však nie je vylúčená. Podľa štúdií G. A. CHINNERA (1962) paragenéza kordierit—granát—biotit je stabilná za zvýšenej teploty a nízkeho tlaku, čo zodpovedá podmienkam v kontaktných aureolách. F. FEDIUK (1971) uvádza z moldanubických migmatitov dve stabilné asociácie minerálov — kordierit + biotit a kordierit + biotit + granát. Vznikli za rovnakých P-T podmienok, z hornín rozdielneho chemického zloženia (zvýšený obsah K v prospech biotitu; nižší pomer $Fe:(Fe + Mg)$ v prospech kordieritu).

Paragenéza kordierit + almandín + biotit + muskovit + kremeň + plagioklas v podmienkach stredného stupňa premeny bola opísaná z oblasti Abukuma v Japonsku (A. MIYASHIRO 1958; F. SHIDO—A. MIYASHIRO 1959). Podľa týchto štúdií je prítomnosť MnO a CaO v almandínových granátoch stabilizujúcim faktorom. Paragenéza Crd + Alm + Bi vznikla v oblasti Abukuma iba v horninách, v ktorých almandín obsahoval 10—20 % spessartínovej zložky. Zloženie granátov z oblasti Kopráškovej doliny týmto podmienkam vyhovuje.

Interpretácia fázových vzťahov v systémoch granát—biotit a granát—biotit—plagioklas—muskovit na základe získaných údajov

Na výpočet teploty bol použitý granátovo-biotitový geotermometer, ktorý je založený na výmenných reakciách izomorfných zložiek — Mg a Fe^{+2} v tejto dvojici koexistujúcich minerálov. Výpočty teploty boli urobené podľa autorov J. M. FERRYHO—F. S. SPEARA (1978), na základe vzťahu $0 = 12454 - 4,662 T/K/ + 0,057 P/\text{bar}/ + RT/K/\ln K_1$. Za $\ln K_1$ boli dosadené molárne zlomky pyropu, annitu, flogopitu a almandínu. Tento vzťah bol doložený experimentálne pri konštantnom tlaku 2,07 Kbar. (l.c.).

Teploty vypočítané na základe granátovo-biotitového termometra sa v meta-sedimentoch slatvinského súvrstvia pohybujú v rozsahu 563°C—424°C na lokalite Krokava a 502°C—517°C na lokalite Slatviná (tab. 9).

Na lokalite Kopráška dolina sa zistené teploty pohybujú v rozmedzí od 406°C až po 574°C (tab. 10). Teoreticky v horninách z pláštia kontaktnej aureoly klesá teplota postupne so vzdialenosťou od kontaktu s granitoidovým telesom. V kontaktnej aureole granitoidov v južnom veporiku je sledovanie priestorovej zmeny P-T podmienok premeny sťažené tým, že ide o jazykovitú intrúziu mierne sa ukláňajúcu k JV. Na povrchu, smerom na JV, sa stretávame potom s pomerne širokou zónou termicky premenených hornín, v ktorých P-T

Tabuľka 9 Termodynamické parametre z metasedimentov slatvinského súvrstvia na styku s granitoidovým telesom na základe granátu a biotitu; profil Krokava—Slatviná

	4575/81		I. 4576/81		II. 4576/81	II. 4581/81	
	GR (1)	Gr (2)	Gr (1)	Gr (2)	Gr (2)	Gr (1)	Gr (2)
Mg	0,328	0,285	0,144	0,104	0,126	0,219	0,147
Fe	2,170	2,294	1,361	1,155	1,259	2,018	1,929
Ca	0,080	0,189	0,463	2,02	0,476	0,161	0,748
Mn	0,422	0,182	0,053	0,259	0,086	0,597	0,128
X (py)	0,1094	-0,0966	0,0713	0,0294	0,0647	-0,0810	0,0787
X (al)	0,7234	-0,7763	0,6734	0,3265	0,6466	-0,5885	0,6009
X (gr)			0,2291	0,5709	0,2445		
	Bi (1)	Bi (1)	Bi (1)	Bi (2)	Bi (2)	Bi (1)	Bi (1)
Mg	1,777	1,777	2,181	2,072	2,072	2,171	2,171
Fe	2,980	2,980	2,564	2,239	2,239	2,408	2,408
Ti	0,268	0,268	0,165	0,204	0,204	0,217	0,217
Al	0,738	0,738	0,79	1,047	1,047	0,781	0,781
X (ph)	-0,3898	-0,3898	0,3826	0,3725	0,3725	-0,0810	0,0787
X (ann)	-0,4310	-0,4310	0,4498	0,4026	0,4026	-0,5885	0,6009
T (K)	836,0	775,6	706,9	677,7	701,5	791,5	776,9
°C	563	502,6	433,9	404,7	428,5	518,5	503,9

Vysvetlivky: Gr — granát; Bi — biotit; 1 — stred zrna; 2 — okraj zrna; py — pyrop; al — almandín; ph — flogopit; ann — annit

podmienky premeny sú približne rovnaké. Naviac je celá oblasť postihnutá mladšou zlomovo-prešmykovou tektonikou, ktorá spôsobuje, že sa na povrchu často vyskytujú vedľa seba horniny, ktoré minerálnym zložením zodpovedajú rozdielnym teplotným podmienkam vzniku. Napriek tomu však boli zistené s narastajúcou vzdialenosťou od kontaktu zmeny v teplote.

Priamo na kontakte s granitoidovým telesom bola na lokalite Krokava zistená teplota 563 °C (stred zrna) a 502 °C (okraj zrna). Vo vzdialenosti 5—6 m od kontaktu sa pohybovali teploty od 522 °C (stred zrna) do 424 °C (okraj zrna). Na lokalite Slatviná, ktorá je síce povrchove vzdialená približne 1,5—2 km od priameho kontaktu s granitoidovým telesom v oblasti Krokavy, ale v dôsledku charakteru intrúzie sa termodynamické podmienky výrazne nemenia, boli zistené teploty v rozmedzí od 517 °C (stred zrna) do 502 °C (okraj).

Podobná situácia je i v oblasti Kopráškovej doliny, čo plne vystihujú údaje v tab. 10. Najvyššie teploty boli zistené vo vzorke 23/80 — 573 °C v strede zrna a 406—419 °C v okraji časti zrna. V tejto oblasti sa predpokladá na základe gravimetrických anomálií (I. FILO a kol. in L. SNOPKO—J. VÁCLAV a kol. 1985) podpovrchové teleso granitoidu. Vo vzorkách 22/80 a 24/80 boli zistené teploty nižšie, medzi 406 °C až 432 °C. Teleso sa v tejto časti nachádza zrejme relatívne hlbšie pod povrchom.

Tabuľka 10 Termodynamické parametre z metasedimentov slatvinského súvrstvia na styku s granitoidným telesom na základe granátu a biotitu — oblasť Kopráškovej doliny

	I.	II.	24/80	I.		II.
	22/80	22/80		23/80		23/80
	Gr (2)	Gr (2)	Gr (2)	Gr (1)	Gr (2)	Gr (2)
Mg	0,117	0,089	0,119	0,108	0,123	0,107
Fe	1,243	1,134	1,129	1,723	1,840	1,816
Ca	0,529	0,55	0,508	0,702	0,735	0,750
Mn	0,128	0,291	0,262	0,459	0,202	0,298
X (py)	0,0580	0,0431	0,0590	-0,0728	-0,0357	0,0424
X (al)	0,6163	0,5494	0,5595	-0,674	0,6116	0,6333
X (gr)	0,2623	0,2665	0,2517			
	Bi (1)	Bi (2)	Bi (2)	Bi (1)	Bi (1)	Bi (2)
Mg	2,181	2,157	2,589	1,299	1,299	1,755
Fe	2,564	2,266	2,555	3,191	3,191	2,831
Ti	0,165	0,211	0,026	0,337	0,337	0,190
Al	0,79	1,045	0,891	0,897	0,897	0,913
X (ph)	0,3826	0,3798	0,4272	-0,3083	-0,3083	-0,3083
X (ann)	0,4498	0,3990	0,4215	-0,5172	-0,5172	-0,5172
T (K)	706,9	643,5	692,6	847	679	692,9
°C	433,9	370,5	419,6	574	406	419,9

Vysvetlivky: Gr — granát; Bi — biotit; 1 — stred zrna; 2 — okraj zrna; py — pyrop; al — almandín; gr — grossulár; ph — flogopit; ann — annit

Tabuľka 11 Termodynamické parametre z metasedimentov slatvinského súvrstvia na základe granátu, biotitu, plagioklasu, muskovitu; profil Krokava—Slatvina

Vzorka	4577/81				
	Gr (1)—Bi (1)	Gr (2)—Bi (2)	Gr (3)—Bi (3)	Gr (4)—Bi (4)	Gr (5)—Bi (5)
X ³ py	0,003	0,00042	0,0007	0,00042	0,00042
X ³ ann	0,057	0,0536	0,023	0,022	0,031
X ³ ph	0,0768	0,074	0,026	0,02	0,06
X ³ al	0,258	0,294	0,315	0,264	0,264
LnK ₁	-7	-6,87	-6,22	-6,34	-6,14
X ³ an	0,0093	0,0093	0,0093	0,0093	0,0092
Xmu			0,530	0,530	
Xgr	0,013		0,0083	0,014	0,014
LnK ₃			4,32	4	
LnK ₂	0,57	2,45	1,03	0,58	0,176
T (K)	721 (448 °C)	724 (451 °C)	789 (516 °C)	793 (520 °C)	796 (523 °C)
PMA	4420	4140	4020	3300	3150

Vysvetlivky: py — pyrop; al — almandín; gr — grossulár; ph — flogopit; ann — annit; an — anortit; mu — muskovit

Na základe granátovo-biotitovo-muskovitovo-plagioklasového geobarometra sme sa pokúsili vypočítať okrem teploty i tlak. Výpočet tlaku podľa tohto geobarometra je založený na kationovej výmene medzi:

$$\text{Gr}_{\text{py}} + \text{Gr}_{\text{grs}} + \text{Mu} = \text{Pl}_{\text{an}} + \text{Bi}_{\text{fl}} \quad (1)$$

alebo

$$\text{Gr}_{\text{alm}} + \text{Gr}_{\text{grs}} + \text{Mu} = \text{Pl}_{\text{an}} + \text{Bi}_{\text{an}} \quad (2)$$

Vzťahy (1) a (2) boli experimentálne overené autormi E. D. GHENTOM—M. Z. STOUTOM (1981) a neskôr aplikované J. M. FERRYOM (1980). Hodnoty teploty a tlaku boli vypočítané na základe výrazov:

$$O = -0,884 - 16,675 \text{ t/K/} + 1,738 \text{ P/bar/} + \text{RT/K/} \ln K_2$$

$$O = 4124,4 - 22,061 \text{ T/K/} + 1,802 \text{ P/bar/} + \text{RT/K/} \ln K_3$$

pričom boli

za $\ln K_2$ — dosadené molárne zlomky pre anortit, flogopit, muskovit, pyrop, grossulár;

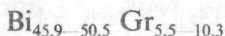
za $\ln K_3$ — dosadené molárne zlomky pre anortit, annit, muskovit, almandín, grossulár.

Vhodná štvorica koexistujúcich minerálov bola získaná iba zo vzorky 4577/81. Zistené teploty sa pohybujú v smere od stredu k okrajom zrn koexistujúcich minerálov v rozmedzí 522 °C—448 °C (tab. 11). Opačný trend bol zaznamenaný u tlakov. V smere od stredu k okrajom zrn vypočítané hodnoty tlaku stúpali od 3,1 kbar po 4,4 kbar. Ak trend poklesu teplôt pri stúpajúcom tlaku berieme do úvahy, musíme hľadať príčiny tohto javu (tlak CO_2 ; rozdiely v tlaku H_2O). Zistená zonalita granátov dokumentuje, že proces rastu kryštálov bol prerušovaný v závislosti od zmeny metamorfných podmienok. V danom prípade závisel predovšetkým od zmeny teploty, ale mohol byť ovplyvňovaný i zmenou zloženia fluidnej fázy počas kryštalizácie. Keďže bolo zistené nehomogénne zloženie i v rámci okrajových lemov zrn granátov, nemožno vylúčiť ani procesy difúznej migrácie prvkov medzi vzniknutým zrnom a okolím.

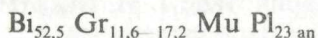
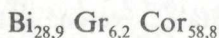
P-T trend premeny metasedimentov slatvinského súvrstvia na styku s granitoidným telesom

V horninových komplexoch stykovej zóny gemerika a veporika a v sekvenciách slatvinského súvrstvia zvlášť sa prejavuje výrazne progresívny trend zmeny P-T podmienok smerom k povrchovým výskytom granitoidov. Tento trend je charakterizovaný postupnou zmenou reakčných izográd od chloritovej cez biotitovú a almandínovú s nízkym stupňom premeny až k almandínovej alebo (kordieritovo)-almandínovej so stredným stupňom premeny. Geotermické a geobarometrické výskumy sa dotýkali hornín z almandínovej a z (kordieritovo)-almandínovej izogrady, v ktorých boli najlepšie predpoklady výskytu koexistujúcich minerálov — indikátorov.

Týmto podmienkam zodpovedajú paragenézy minerálov nasledovného zloženia (v indexoch vyjadrená horečnatosť, u plagioklasov bázicita):
almandínová izograda



(kordieritovo)-almandínová izograda



Geobarometrické údaje 3,1—4,4 kbar, ktoré boli vypočítané iba na základe analýzy jedného zrna z lokality Krokava, potvrdzujú predchádzajúce výsledky z tej istej lokality (2,8—4,3 kbar, J. KRIŠTÍN—A. VOZÁROVÁ 1986).

Zistené údaje zodpovedajú nízkym tlakom. Paragenézy a zloženie koexistujúcich minerálov neodporujú týmto výsledkom, ktoré sa zhodujú s interpretáciou A. VOZÁROVEJ—J. VOZÁRA (1982) o neskoroorogénnych granitoidoch alpínskeho veku v južnom veporiku.

Chemická zonalita zŕn granátov a biotitov odzrkadľuje polyfázový vývoj metamorfózy a granitotvorného procesu. P-T trendy premeny v analyzovaných zrnách z profilu Krokava-Slatviná naznačujú, že po počiatočnom progresívnom vývoji bola konečná konsolidácia v ich okrajovej časti ukončená regresívnym smerom.

Vo vzorkách z oblasti Kopráša boli zaznamenané progresívne i regresívne trendy v okrajových častiach, čo zodpovedá i zložitému typu chemickej zonalnosti. Horniny v tejto oblasti boli ovplyvnené tepelným prínosom zvyškových intrúzií postorogénnych granitov.

Zistený regresný trend P-T podmienok zodpovedá fáze chladnutia súvisiaceho pravdepodobne s celkovým dvíhaním tejto zóny a s jej tektonickou konsolidáciou.

Záver

Mladopaleozoické sedimenty v južnej časti veporika boli postihnuté nízkotlakovou progresívnou metamorfózou alpínskeho veku, ktorá bola sprevádzaná intrúziou granitoidov. Zistené minerálne spoločenstvo a termodynamické parametre dokumentujú stupeň premeny hornín andaluzitovo-sillimanitového typu (v zmysle A. MIYASHIRU 1961). Progresívne minerálne zmeny zodpovedajú metamorfnej sérii: fácia zelených bridlic → amfibolitová, pri nízkych až stredných tlakoch.

Zistené teploty na základe granátovo-biotitového termometra sú: profil Krokava-Slatviná 563—434 °C v strede a 504—405 °C na okraji zŕn, s klesajúcim trendom so vzdialenosťou od kontaktu s granitoidovým telesom;

dolina s. od Kopráša 573—406 °C.

P-T parametre vypočítané na základe štvorice koexistujúcich minerálov granát—biotit—plagioklas—muskovit na lokalite Krokava sú: teploty 522°C—448°C v smere od stredu k okraju zrna a tlaky 3,1—4,4 kb s opačným trendom.

Literatúra

- BAJANÍK, Š.—IVANIČKA, J.—MELLO, J.—PRISTAŠ, J.—REICHWALDER, P.—SNOPKO, L.—VOZÁR, J.—VOZÁROVÁ, A. 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria, východná časť, 1:50 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUTLER, B. C. M. 1967: Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire. — *J. Petrology* 8, 233—67.
- CHINNER, G. A. 1962: Scotland Almandine in thermal aureoles. — *J. Petrology* 3, 316—340.
- ENGEL, A. E. J.—ENGEL, C. G. 1960: Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, NW Adirondack Mts. — Part II, Mineralogy. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, New York, 1—58.
- ERNST, W. G. 1963: Significance of phengitic micas from lowgrade schists. — *Amer. Mineralogist*, 48, 1357—1373.
- FEDIUK, F. 1971: Cordierite in Moldanubian Gneisses. — *Krystalinikum* 7, Praha, 183—204.
- FILO, M. a kol. 1981: Rochovce-Chyžné, prehodnotenie výsledkov geofyzikálneho výskumu. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FERRY, J. M. 1980: A comparative study of geothermometers in pelitic schists from South-Central Maine. — *Amer. Mineralogist* 65, 7/8, 720—732.
- FERRY, J. M.—SPEAR, F. S. 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. — *Contr. Mineral. Petrology* 66, 2, 113—117.
- GHENT, E. D.—STOUT, M. Z. 1981: Geobarometry and geothermometry of plagioclase—biotite—garnet—muscovite assemblages. — *Contr. Mineral. Petrology*, 76, 92—97.
- GUIDOTTI, C. V. 1969: A comment on "Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area Argyllshire Scotland" by B.C.M. Butler, and its implications for the phengite problem. — *J. Petrology*, 10, 164—70.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathians Mts.). — *Miner. slov.*, 9, 3, Bratislava, 161—184.
- KANTOR, J. 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika, Kohútске pásmo. — *Geol. Práce, Spr.* 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—19.
- KANTOR, J.—RYBÁR, M. 1979: Radiometrické veki granitoidov zo Spišsko-gemerského rudohoria a príľahlej časti veporid. — *Geol. Práce, Správy* 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213—234.
- KLINEC, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria — Veporské rudohorie, stred a Nizke Tatry, východná časť 1:50 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A.—LEHOTSKÝ, I.—VRÁNA, S. 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 — list Revúca. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—180.
- KLINEC, A. a kol. 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemerid s veporidami. — *Geol. Práce, Spr.* 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—112.
- KORIKOVSKIJ, S. P.—JANÁK, M.—BORONICHIN, V. A. 1986: Geotermometria i izmenenie mineralnych rovnovesij pri perekryštalizácii granat-sľudňanych slancev v kordieritovyje rogoviky v oreole rochovských granitov (Slovackoe rudogorie, rajon ss. Rochovce-Chyžné). — *Geol. Zbor., Geol. carpath.* 37, 5, Bratislava, 607—633.
- KRIŠTÍN, J.—VOZÁROVÁ, A. 1986: Termodynamické podmienky premeny na kontakte alpínskeho granitoidu a metasedimentov slatvinského súvrstvia v oblasti Krokavy (južné veporikum). — *Region. Geol. Západ. Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 33—38.
- MAHEJ, M.—BUDAY, T. a kol. 1968: Regional geology of Czechoslovakia, II. — *Academia, Praha*.
- MAŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1961: Základní tektonické členění Západních Karpat (československých) a jejich předneoidný základ. In: T. BUDAY a kol. — *Tektonický vývoj Československa.* — ČSAV, Praha, 157—249.

- MIYASHIRO, A. 1958: Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. — *J. Fac. Sci.*, 2, 11, Tokyo, 219—72.
- MIYASHIRO, A. 1961: Evolution of metamorphic belts. — *J. Petrology*, 2, 277—311.
- MIYASHIRO, A. 1973: Metamorphism and Metamorphic Belts. — London, 19—479.
- MIŠÍK, M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. — *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 4, 3—4, Bratislava, 557—589.
- NEMČOK, A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. — *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 589—623.
- PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. — *Geol. Práce, Spr.* 70, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 129—141.
- PLANDEROVÁ E.—VOZÁROVÁ, A. 1982: Biostratigraphical correlation of Late Paleozoic Formations in the West Carpathians. — *Newsletter*, 4, IGCP, project no. 5, eds. F. P. SASSI—I. VARGA — Košice, 67—71.
- REICHWALDER, P. a kol. 1979: Vysvetlivky ku geol. mape 1:25 000, list Ratkovské Bystré. — Manuskript — archív *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SASSI, F. P.—SCOLARI, A. 1974: The b_0 value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low Grade Metamorphism of Pelitic Shists. — *Contr. Mineral. Petrology*, 45, Berlin—New York, 143—152.
- SHIDO, F.—MIYASHIRO, A. 1959: Hornblende of basic metamorphic rocks. I. — *Fac. Sci. Univ. Tokyo*, II, 12, 85—102.
- SNOPKO, L.—VÁCLAV, J. a kol. 1985: Metalogenéza širšej oblasti Rochovce—Revúca (južná časť) I. etapa. — Manuskript — archív *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- STRECKEISEN, A. 1974: Classification and nomenclature of plutonic rocks. — *Geol. Rdsch.*, 63, 2, Stuttgart, 773—785.
- ŠUF, J. 1933: Nástin geologických poměrů území západně od Železníku na Slovensku. — *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk*, 2, Praha.
- ŠUF, J. 1937: Zpráva o nálezích užitečných nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku se zvláštním zřetelom ke geol. poměrům této oblasti. — *Báň. Svět* 16, 2—4, Praha, 44—46.
- ŠUF, J. 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. — *Věst. St. geol. Úst.*, 14, Praha.
- VARGA, I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi Západným Turcom a Rimavou. — *Geol. Práce, Spr.* 29, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 31—47.
- VASS, D. a kol. 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Hrachovo. — Manuskript — archív *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—70.
- VÁCLAV, J. in MOLÁK, B. a kol. 1986: Metalogenetický výskum styčnej zóny gemerika a veporika a výskumu Sb-mineralizácie Západných Karpát. — Manuskript — archív *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- VITALIS, S. 1908: Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen Rima und Balogh bach. — *Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst.*, Budapest, 52—62.
- VOZÁROVÁ, A.—KRIŠTÍN, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). — *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.* 10, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 199—221.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. a kol. 1979: Permian of the West Carpathians. Guide-book for Geol. exc. Symposium Permian of the West Carpathians. — *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—79.
- VRÁNA, S. 1964a: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). — *Krystalinikum* 2, Praha, 125—143.
- VRÁNA, S. 1964b: Petrogeneze veporidního krystalinika v okolí Slavošovec. — *Geol. Práce, Spr.* 33, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 5—31.

Thermodynamic conditions of the alteration of metasediments of the Slatviná Formation in the contact zone of Veporicum and Gemericum (Western Carpathians, Czechoslovakia)

Summary

Complexes of Late Paleozoic metasediments affected by high-temperature metamorphism related to the ascent of Alpine granitoids were distinguished regionally in southern Veporicum, in the region of the Revúcka vrchovina Mts. between Dobšiná—Jeľšava—Poltár up to the NW margin of the Lučenec depression (A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1982).

The Late Paleozoic period is represented in southern Veporicum by the Slatviná and Rimava Formations of the Revúca Group. Lithologically they were defined and described in papers by A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR (l.c.). The age of both formations has been established from microflora of several localities in the surroundings of Turčok and Sirk and from the Selce-Hrachovo region. The age determination ranges from Stefan C-D to Permian (E. PLANDEROVÁ in E. PLANDEROVÁ—A. VOZÁROVÁ 1978, in D. VASS et al. 1982, in E. PLANDEROVÁ—A. VOZÁROVÁ 1982).

Alpine granitoids, copying the course of the Lubeník—Margecany displacement line and the parallelly extending fracture structures in Veporicum and Gemericum, represent a multi-stage intrusion.

Relatively older early-alpine granitoids are late-orogenic. They are light-grey and of a fine-grained, in places oriented structure, their mineral composition corresponding to biotite granodiorite with a distinct affinity up to tonalite (according to the classification of A. STRECKEISEN 1973). They are of a regional extension within the whole southern Veporic zone. Due to their origin a higher-temperature metamorphic association displaying zonal arrangement and a considerably increasing PT trend towards surficial occurrences of granitoid bodies resulted. Geochronological data from these granitoid types show the Upper Jurassic up to Lower Cretaceous age (110—145 m. y. K/Ar method, J. KANTOR 1960, in A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR et al. 1979, in D. VASS et al. 1982).

Late-alpine granitoids of the post-orogenic type intruded into the same structure. They form smaller cupolas, not reaching the surface, well supported by results of geophysical research (M. FILO et al. 1981) and ascertained also by technical works (A. KLINEC et al. 1980, L. SNOPKO—J. VÁCLAV et al. 1985, J. VÁCLAV in B. MOLÁK et al. 1986). They are porphyric, with pink and light-grey K feldspars, medium to coarse-grained, in cupola parts manifesting greisenization and intense alkaline metasomatism on surrounding rocks. Penetrating bodies of the late-orogenic granitoid they are represented by the Rochovce granite (A. KLINEC et al. 1980). Geochronological data from the Rochovce granite point out the Upper Cretaceous age (88—75 m. y. K/Ar method, J. KANTOR—M. RYBÁR 1979).

Alteration grade

The alteration grade of rocks of the Veporicum/Gemicum contact zone increases from SE to NW, i.e. to surficial occurrences of granitoids forming a continuous strip of a variable thickness practically in the whole extent of southern Veporicum. The alpine higher-temperature alteration, reaching the lower and upper part of the greenschist facies up to the lower part of the amphibolite facies, affects sediments of the Slatviná and Rimavica Formations, the Lower Triassic Föderata Group of the southern Veporic cover and equally sequences of the Gemericum Ochtiná Formation and Gelnica Group.

Generally, in metasediments of a lower grade of alteration sedimentary structures, in metasandstones even relics of sedimentary textures, are well preserved. Relics of clastic quartz grains, feldspars (above all plagioclases), sporadically also decomposed biotites are current.

Gradual alterations of mineral as well as modal compositions of rocks in direction to the contact with the granitoid body are characterized by average analyses of metasandstone composition of the Slatviná Formation (tab. 1)

A) in conditions of low-grade alteration (average of 6 analyses): relics of clastic quartz grains — 20,5 %, relics of clastic feldspar grains — 4 %, crystalline aggregate of quartz — 37 %, sericite — 17 %, chlorite — 13 %, epidote (zoisite) — 2,5 %, plagioclase (albite) — 0,5 %, biotite — 5 %, garnet — 0,5 %.

B) in conditions of medium-grade alteration (average of 7 analyses): quartz — 54 %, biotite — 25 %, garnet — 2,5 %, K feldspar — 2 %, plagioclase — 4 %, ore minerals — 0,5 %.

In metasandstones and metapelites at low-grade alteration originate mineral associations as follows:

— lower part of the greenschist facies:

sericite + chlorite + quartz

sericite + chlorite + albite + quartz ± carbonate

sericite + quartz + graphite

— upper part of the greenschist facies:

biotite + chlorite + muscovite + quartz ± garnet

biotite + muscovite + quartz + plagioclase ± epidote

garnet + biotite + muscovite + plagioclase + quartz ± epidote

In intermediate and basic volcanics and volcanoclastics these associations of metamorphic minerals have been ascertained:

chlorite + albite + epidote/clinozoisite + calcite ± quartz

actinolite + chlorite + epidote/clinozoisite + albite ± titanite

hornblende + epidote + chlorite + plagioclase ± biotite + quartz + garnet.

Getting closer to the contact with the granitoid body, the amount of minerals equilibric in the conditions of medium-grade alteration increases.

In sandy — argillaceous sediments, in conditions of medium-grade alteration, following associations of metamorphic minerals originated:

biotite + muscovite + quartz + plagioclase

biotite + almandine + quartz

almandine + biotite + plagioclase + K feldspar + quartz

cordierite + biotite + K feldspar + quartz

cordierite + biotite + muscovite + plagioclase ± almandine

biotite + hornblende + plagioclase + almandine + quartz

To consolidation processes of the granitoid intrusion pneumatolytic-hydrothermal mineralization is related. In metamorphic rocks as well as in the granitoid body alone these processes resulted in sericitization and saussuritization of feldspars, chloritization, epidotization and baueritization of biotite, chloritization of garnets, in places to intense alkaline metasomatism (muscovitization, microclinization) and silicification, related to greisenization. Rock fabrics are made up of hap-hazard oriented crystals, resp. fibrous aggregates of chlorite, tourmaline, apatite, zoisite. In greisenized parts clusters of light-brown biotite and small grains of fluorite occur.

Interpretation of phase relations in garnet-biotite and garnet—biotite—plagioclase—muscovite systems on the basis of acquired data

The garnet-biotite geothermometer, based on exchange reactions of isomorphous components — Mg and Fe²⁺ in this pair of coexisting minerals, was used for temperature determination. Temperature calculation were made according to authors J. M. FERRY—F. S. SPEAR (1978).

Temperatures calculated using the garnet—biotite thermometer range in metasediments of the Slatviná Formation from 563 °C to 424 °C at the locality Krokava and 502 °C—517 °C at the locality Slatviná (tab. 9).

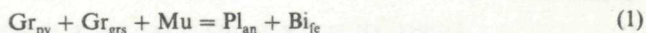
At the locality Kopráškova dolina the measured temperatures range from 406 °C up to 574 °C (tab. 10). Theoretically, in mantle rocks of the contact aureole the temperature gradually decreases

in direction from the contact with the granitoid body. Study of spatial changes of PT conditions in the contact aureole of the southern Veporicum granitoids is complicated by a tongue-shape character of the intrusion, moderately tilting to the SE. Therefore on the surface, in the SE direction, a relatively wide zone of thermically altered rocks of approximately equal PT conditions can be found. Furthermore, the whole region is affected by later fault-thrusting tectonics, which resulted in frequent surficial occurrences of rocks of mineral compositions corresponding to different temperature conditions of their origin. However, in spite of this, temperature changes dependent on the distance from the contact were ascertained.

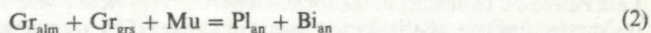
Directly on the contact with the granitoid body, at the locality Krokava, the temperature 563 °C (central part of a grain) and 502 °C (marginal part) was determined. At the distance 5—6 m from the contact temperatures range from 522 °C (central part) to 424 °C (marginal part). At the locality Slatviná, which is in spite of its surficial distance approx. 1,5—2 km from the direct contact with the granitoid body in the Krokava area, due to the character of the intrusion, without of distinct changes of the PT conditions, the determined temperatures ranged from 517 °C (central part) to 502 °C (marginal part).

A similar situation is also in the Kopráškova dolina area, as data in tab. 10 clearly show. Highest temperatures were determined in sample 23/80 — 573 °C in the central part and 406—419 °C in marginal parts of a grain. From gravimetric anomalies (L. FILO et al. in L. SNOPOKO—J. VÁCLAV et al. 1985) a subsurface granitoid body is presumed. In samples 22/80 and 24/80 lower temperatures — between 406 °C and 432 °C were determined. In this part the body is situated probably deeper under the surface.

On the basis of the garnet—biotite—muscovite—plagioclase geobarometer we attempted to calculate also pressure. The pressure calculation, according to this geobarometer, is based on cation exchange between:



or:



Expressions (1) and (2) were experimentally verified by authors E. D. GHENT—M. Z. STOUT (1981) and later applied by J. M. FERRY (1980).

Convenient coexisting minerals were obtained only from sample 4577/81. Calculated temperatures ranged from 522 °C to 448 °C, from central to marginal parts of the coexisting minerals (tab. 11). In the case of pressure, a contrary trend was recorded.

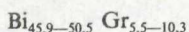
In the direction from central to marginal parts of grains the calculated pressure values increased from 3,1 kbar to 4,4 kbar. Taking into consideration the trend of temperature decrease at pressure increase, we must search for reasons of this phenomenon (CO₂ pressure, differences in H₂O pressure). The identified garnet zonation indicates an interrupted process of crystal growth, depending on changes of metamorphic conditions. In the given case it depended above all on the change of temperature, although it could have been influenced also by a composition change of the fluid phase during crystallization. As an unhomogeneous composition was found also within marginal rims of garnet grains, even a process of diffusive element migration between the originated grain and its environment can not be excluded.

PT trend of alteration of metasediments of the Slatviná Formation at the contact with a granitoid body

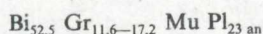
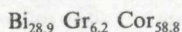
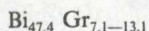
In rock complex of the Gemicum/Veporicum contact zone and in sequences of the Slatviná Formation particularly, a distinct progressive trend of change of PT conditions towards surficial granitoid occurrences displays. This trend is characterized by a gradual change of reactional isogrades, from the chlorite through the biotite and almandine of low-grade alteration up to the almandine or (cordierite)-almandine of medium-grade alteration. Geothermic and geobarometric research concerned rocks from the almandine and (cordierite)-almandine isograde, in which best conditions for the occurrence of coexisting minerals-indicators could be presumed.

These conditions are best fulfilled by mineral associations of a composition as follows (indices express Mg content, basicity in plagioclases):

almandine isograde



(cordierite)-almandine isograde



Geobarometric data 3,1—4,4 kbar, calculated only from the analysis of a single grain from the locality Krokava, confirm previous results acquired from the same locality (2,8—4,3 kbar, J. KRÍŠTÍN—A. VOZÁROVÁ 1986). The ascertained data correspond to low pressures. Associations of coexisting minerals as well as their composition are not in contrary to these results, being also in agreement with interpretations of A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR (1982) concerning late-orogenic S Veporicum alpine granitoids.

Chemical zonality of garnet and biotite grains reflects a polyphase evolution of metamorphism and the granite-forming process. PT alteration trends in the analysed grains from the Krokava—Slatviná profile point out that after an initial progressive development, the final consolidation of their marginal parts finished regressively.

The identified regressive trend of PT conditions refers to a cooling phase related presumably to a total uprise of this zone and to its tectonic consolidation.

Conclusion

Late Paleozoic sediments in the southern part of Veporicum were affected by low-pressure progressive metamorphism of the Alpine age, accompanied by intrusions of granitoids. The determined mineral association and thermodynamic parameters indicate rock alteration of the andalusite-sillimanite type (in the sense of A. MIYASHIRO 1961). Progressive mineral alterations correspond to the metamorphic series: greenschist facies → amphibolite facies, at low to medium pressures.

Temperatures determined on the basis of the garnet-biotite thermometer are: profile Krokava—Slatviná 563—434 °C in central and 504—405 °C in marginal parts of grains, of a decreasing trend in the direction from the contact with the granitoid body; valley north of Kopráš 573—406 °C.

PT parameters calculated on the basis of coexisting minerals garnet—biotite—plagioclase—muscovite at the locality Krokava are: temperatures 522 °C—448 °C in direction from central to marginal parts of grains and pressures 3,1—4,4 kbar of a contrary trend.

Translated by K. Mišíková

Figure explanations

Fig. 1 Geological sketch-map of the vicinity of Krokava and Hrlica (compiled according to J. VOZÁR in P. REICHWALDER et al. 1978). Slatviná Formation: 1 — contactly altered metasandstones, alternating with phyllites, 2 — contactly altered metasandstones with layers of black phyllite slates, 3 — graphitic phyllites

Rimava Formation: 4 — metamorphosed medium to coarsegrained sandstones with interbeds of slates, sporadically with interlayers of redeposited acid volcanoclastics, 5 — alpine granitoid, 6 — Neogene volcanoclastics, 7 — sample localization — A (samples 4574—4577/81), B (samples 4581—4582/81).

Fig. 2 Geological sketch-map of the vicinity of Kopráš (compiled according to J. IVANIČKA in L. ŠNOPKO—J. VÁCLAV a kol. 1985) 1 — Quaternary; Hladomorná dolina complex (in the Geological map of the eastern part of the Slovenské rudohorie Mts. Š. BAJANIČ et al. 1984 this part was assigned

to the Slatviná Formation), 2 — garnet-biotite mica schists, 3 — quartz-biotite mica schists, 4 — quartz-biotite mica schists alternating with chlorite-sericite phyllites, 5 — metabasalt tuffs and tuffites.

Fig. 3 Diagram of garnet composition according to proportional representation of basic molar components. 1 — garnets from the profile Krokava—Slatviná, 2 — garnets from Kopráška dolina.

Fig. 4 Proportional representation of the almandine + pyrope component to the grossularite and spessartite components. The arrow indicates compositional changes in garnets, depending on the distance from the contact in the profile Krokava—Slatviná. 1 — garnets from the profile Krokava—Slatviná, 2 — garnets from Kopráška dolina.

Fig. 5 Diagram representing changes of FeO and MnO proportions in garnet grains, in direction from the contact with a granitoid body. Full line — central, dashed line — marginal parts of grains.

Fig. 6 Diagram representing changes of CaO and MgO proportions in garnet grains, in direction from the contact with a granitoid body. Full line — central, dashed line — marginal parts of grains.

Fig. 7 The first 3 graphs express the dependence of MgO, MnO and CaO on the FeO content in garnets. An individual graph expresses compositional changes of garnets on the basis of $(Mg + FeO):(MnO + CaO)$ relationship. Direction from the contact in the Krokava—Slatviná profile is marked by an arrow. 1 — garnets from the Krokava—Slatviná profile, 2 — garnets from Kopráška dolina.

Fig. 8 Diagram illustrating terminal members of the biotite-phlogopite series expresses the Fe and Al^{IV} relationship. Direction from the contact is marked by an arrow. 1 — biotite grains from the Krokava—Slatviná profile, 2 — biotite grains from Kopráška dolina.

Fig. 9 Changes of basic element contents in biotites, in direction from the contact.

Fig. 10 Diagram (according to MIYASHIRO 1973) demonstrating the chemical composition of muscovite in various metamorphic facies. I — chlorite and biotite zone, II — almandine zone, III — glaucophane schist facies, IV — staurolite and sillimanite zone. The cross on the co-ordinate represents the composition of an ideal muscovite. 1 — muscovites of metasediments of the Slatviná Formation, 2 — ideal muscovite.

Fig. 11 Diagram demonstrating proportional representation of Fe, Ti and Mg in muscovites.

List of Tables

Tab. 1 The mineralogical composition of metasediments of the Slatviná Formation at the contact with the granitoid body in the Krokava—Slatviná profile and in the Kopráška dolina area.

Tab. 2 The chemical composition of garnets of the Krokava—Slatviná profile and of the Kopráška dolina.

Tab. 3 The chemical composition of biotite of metasediments of the Slatviná Formation at the contact with the granitoid body in the profile Krokava—Slatviná and in the Kopráška dolina.

Tab. 4 The chemical composition of muscovites from metasediments of the Slatviná Formation at the contact with the granitoid body in the profile Krokava—Slatviná.

Tab. 5 The chemical composition of plagioclases from metasediments of the Slatviná Formation at the contact with the granitoid body in the Krokava—Slatviná profile.

Tab. 6 Proportions of principal elements and oxides in garnets of metasediments of the Slatviná Formation.

Tab. 7 Proportional representation of principal elements in biotites of metasediments of the Slatviná Formation.

Tab. 8 Muscovite and cordierite composition, metasediments of the Slatviná Formation from the Koprášska dolina area.

Tab. 9 Thermodynamic parameters of metasediments of the Slatviná Formation at the contact with the granitoid body on the basis of coexisting garnet and biotite — the profile Krokava—Slatviná.

Tab. 10 Thermodynamic parameters of metasediments of the Slatviná Formation at the contact with the granitoid body on the basis of garnet and biotite — the Koprášska dolina area.

Tab. 11 Thermodynamic parameters of metasediments of the Slatviná Formation on the basis of garnet, biotite, plagioclase, muscovite — the profile Krokava—Slatviná.

DUŠAN ONAČILA—VIERA HOJSTRIČOVÁ—MAGDA MARKOVÁ

Prejavy hydrotermálnej aktivity v centrálnej vulkanickej zóne Poľany a ich vzťah k metalogenéze

11 obr. v texte, 8 fotogr. tab. (I—VIII), angl. resumé

Abstract. This contribution deals with processes of hydrothermal activity within the Poľana central volcanic zone. Its products are of a considerably zonal character depending on the evolution of the magmatic process, intensity of hydrothermal alterations and mobility of elements. The hydrothermal activity brought about the formation of specific mineral associations and indicative manifestations of ore mineralization, making the metallogenetic significance of the Poľana central volcanic zone more accurate.

Úvod

Centrálnym vulkanickým zónam s hydrotermálnymi prejavmi viazanými na intruzívne komplexy sa venuje zaslúžená pozornosť. Ich identifikácia poskytuje jedno z hlavných vyhľadávacích kritérií zrudnení spätých s vulkanoplutonickou činnosťou. Centrálna vulkanická zóna Poľany nie je v tomto smere výnimkou a už v minulosti vzbudzovala pozornosť. Prvé systematické mapovanie na Poľane robil v rokoch 1951—1954 M. KOPECKÝ (1952, 1954), súběžne s J. HÚSENICOM, ktorý zmapoval prakticky celú centrálnu kalderovú časť vulkánu, čo vyústilo hlavne v práci J. HÚSENICU (1968) do syntetizácie poznatkov o geologickej stavbe a vývoji Poľany. Bola stanovená základná sukcesia a diferenciacia vulkanických hornín, identifikovaná forma vulkánu a jeho centrum, definovaná kaldera s intruzívami a hydrotermálne premenenými horninami. V období od roku 1970 sa začal podrobný a systematický výskum Poľany, spojený so zostavovaním geologických máp s využitím regionálneho a podrobného geofyzikálneho výskumu. Výsledkom bol nový prístup k zhodnoteniu vulkanicko-tektonických prvkov stavby, stanovenie morfoštruktúr podložia, identifikácia intruzívnych komplexov, vymedzenie zón hydrotermálnych premien (V. KONEČNÝ—J. LEXA—J. ŠEFARA 1978; L. DUBLAN 1979, 1981). Najnovšie poznatky o stavbe, litológii a petrografii zhrnul vo svojej kandidátskej dizertačnej práci L. DUBLAN (1981).

RNDr. DUŠAN ONAČILA, RNDr. VIERA HOJSTRIČOVÁ, CSc., RNDr. MAGDA MARKOVÁ, CSc.,
Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Prejavy hydrotermálnej aktivity v rámci centrálnej vulkanickej zóny upozorňovali na možnosť výskytu mineralizácie, ktorá však bola iba sporadicky zistená pri geologickom mapovaní (L. KOPECKÝ 1952), pri prospekčnom šlichovaní (L. VALACH 1965) a pri šlichovom výskume centrálnej vulkanickej zóny (M. BÖHMER—B. ANTAL 1981). Určitý obraz o možnej mineralizácii poskytla aj pôdna geochemická prospekcia (L. DUBLAN 1979). Prvé priame prejavy indičnej mineralizácie boli však zistené až v štruktúrnom vrte D-8 (L. DUBLAN 1978).

Geologická stavba centrálnej vulkanickej zóny

Centrálna vulkanická zóna Poľany predstavuje erozívnu kalderu o ploche asi 20 km², v rámci ktorej sú odkryté nižšie úrovne vulkanického komplexu, tvorené hlavne staršími stratovulkanickými komplexmi andezitového vulkanizmu šutovskej formácie, produktmi extruzívno-explozívneho ryodacitového vulkanizmu strelnickej formácie, menším zastúpením vulkanoklastík abčinskej formácie a intruzívnymi členmi veľkodetvianskej formácie (obr. 1). Litostratigrafické členenie a kompletná náplň litostratigrafických jednotiek je uvedená a diskutovaná v prácach L. DUBLANA (1981); V. KONEČNÉHO—J. LEXU—E. PLANDEROVEJ (1983).

Eroziou sú v rámci kaldery odkryté produkty efuzívno-explozívnej aktivity intermediárneho zloženia (komplex Kurieneč), hlavne v oblasti z. od osady Kyslínky, ktoré sú súčasťou formácie Šutovka, definovanej L. DUBLANOM (1981). V tejto oblasti sú tvorené prevažne lávovými prúdmi augitovo-hyperstenických andezitov amfibolicko-hyperstenických a hyperstenických andezitov, prerázané niekoľkými malými telesami andezitových porfýrov. Vulkanoklastiká sú zastúpené pyroklastickým prúdom amfibolicko-hyperstenického andezitu. Uvedené horniny predstavujú relikty staršej stratovulkanickej stavby, ktorú V. KONEČNÝ—J. LEXA (1979) považujú za bádenskú. Veľkú časť plochy v j. a jv. časti erozívnej kaldery zaberá komplex Dudáš, tvorený lakolitom amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru, s vývojom autoklastických brekcií. Stredná a severná časť územia erozívnej kaldery je budovaná produktmi efuzívno-extruzívneho vulkanizmu ryodacitového zloženia, spolu s epiklastickými pieskovecami a redeponovanými tufmi analogického petrografického zloženia. Najväčšie rozšírenie majú lávové telesá a produkty ich deštrukcie, spolu s vulkanicko-sedimentárnymi horninami. Petrograficky sú lávové telesá tvorené biotitickým ryodacitom ± granát a biotiticko-amfibolicko-hyperstenickým ryodacitom ± granát. Uvedené horniny predstavujú časť litostratigrafickej jednotky strelnickej formácie — komplexu Bobrovo. V nadloží strelnickej formácie, v severozápadnej časti erozívnej kaldery, sa nachádza súbor vulkanoklastík (pyroklastiká a epiklastiká) petrograficky príslušných amfibolicko-pyroxenickým a pyroxenickým andezitom. Súbor týchto hornín tvorí abčinskú formáciu. Erozívna kaldera Poľany je lemovaná súborom efúzií pyroxenických andezitov ± amfibol (komplex Kopa), ktoré tvoria spolu s intrúziami dioritových porfýrov, andezitových porfýrov a andezitov (komplex Šafranička) horninovú náplň

veľkodetvianskej formácie. Spomínané intrúzie tvoria významnú súčasť strednej časti erozívnej kaldery. Majú malé rozmery, približne do 0,25 km², konsolidované v rámci vulkanickej stavby — v intravulkanickej úrovni. Sústredené sú v okolí kóty Šafranička, kde svojou koncentráciou vytvárajú intruzívnu zónu sprevádzanú intenzívnymi premenami, prevažne vo fácií sekundárnych silicítov. Centrálna intruzívna zóna je sprevádzaná satelitnými telesami v podobe dajok až intruzívnych prenikov.

Centrálna vulkanická zóna je postihnutá hydrotermálnymi premenami, ktoré sú výsledkom hydrotermálnej aktivity, aj keď v rôznej intenzite, celého vývoja stratovulkánu — formovaním komplexu Dudáš a Šutovka, vznikom kaldery strelnickej formácie a poslednej vulkanotektonickej aktivizácie späté s formáciou Veľká Detva, no najmä komplexu Šafranička. V rozložení hydrotermálnych premien vyčlenil L. DUBLAN (1981) dve zóny:

1. zóna propylitov
2. zóna sekundárnych silicítov a intenzívnej argilizácie.

Zóna propylitov má areálne rozšírenie a prejavuje sa v celej centrálnej zóne. Tvorená je hlavne asociáciou chlorit-karbonát ± aktinolit, epidot, biotit, ilové minerály, albit. Na tento typ premeny je naložený mladší hydrotermálny proces súvisiaci s argilizáciou a sekundárnymi silicítmami, ktoré sú viazané buď na lineárne pásma alebo nepravidelné zóny, maximálne niekoľko desiatok metrov veľké.

Mineralogicko-petrografická charakteristika premenných hornín a jej hĺbková zonalita

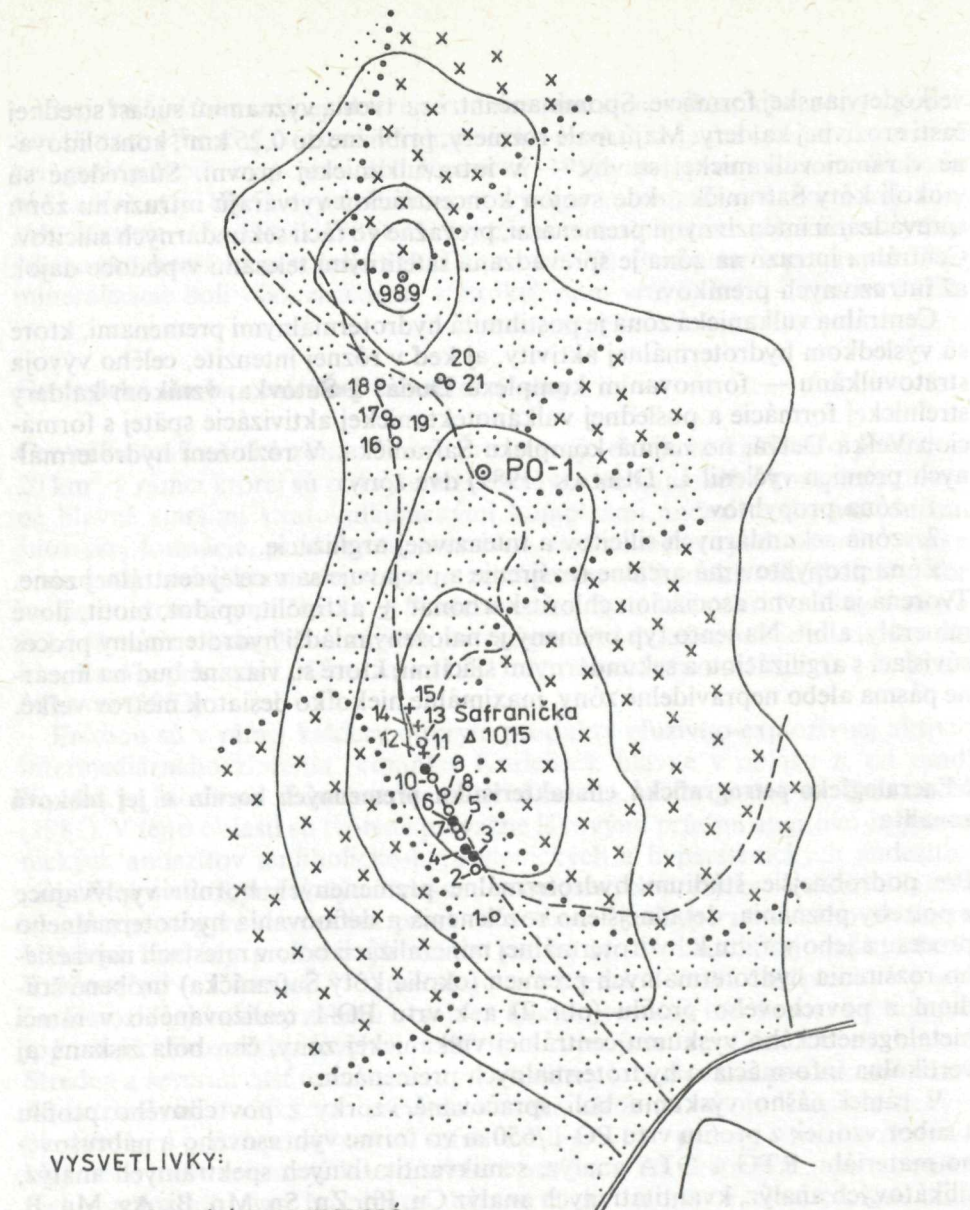
Pre podrobnejšie štúdium hydrotermálne premenených hornín vyplývajúce z potreby poznania, detailnejšieho rozčlenenia a definovania hydrotermálneho procesu a jeho vzťahu k hydrotermálnej mineralizácii bolo v miestach najväčšieho rozšírenia hydrotermálnych premien (okolie kóty Šafranička) urobené štúdium z povrchového profilu (obr. 2) a z vrtu PO-1 realizovaného v rámci metalogenetického výskumu centrálnej vulkanickej zóny, čím bola získaná aj vertikálna informácia o hydrotermálnych premenách.

V rámci nášho výskumu boli spracované vzorky z povrchového profilu a súbor vzoriek z profilu vrtu PO-1 /650 m vo forme výbrusového a nábrusového materiálu, RTG a DTA analýz, semikvantitatívnych spektrálnych analýz, silikátových analýz, kvantitatívnych analýz Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Bi, Ag, Mn, B, Ba i K₂O a elektrónových mikroanalýz.



Na základe uvedených metód možno vyčleniť základné štruktúrne formy vystupovania hydrotermálne alterovaných hornín, ich minerálnu náplň a vzťah k intruzívnemu telesu dioritového porfýru centrálnej vulkanickej zóny.

Štruktúry skúmaných vzoriek možno rozdeliť do 3 hlavných skupín:

- a) štruktúry brekciovité — pseudosedimentárne (pseudopsefitické, pseudopsamitické)
- b) štruktúry reliktné vulkanogénne
- c) štruktúry primárne magmatické



VYSVETLIVKY:

- + vzorky slabo premenené s reliktnou vulkanogénnou štruktúrou
 - o vzorky stredne premenené s prevládanim SiO₂
 - vzorky silne premenené so zunyitom až monominerálne zunyity
-  dioritový porfýr
 -  HDT premeny

Obr. 2 Hydrotermálne alterácie v okolí kóty Šafranička s uvedením lokalizácie vzoriek

a) Brekciovité (pseudosedimentárne) štruktúry boli pozorované ako vo vzorkách z povrchového profilu, tak aj z vrtného profilu, tvorené — silicitovými brekciami, kde fragmenty tvorí svetlý masívny silicit so závalkami argilitov a matrix predstavuje šedý porézny silicit; — hydrotermálnymi brekciami s.s., kde fragmenty metasomatitu sú tmelené produktmi hydrotermálnej aktivity; — brekcie menej premenených hornín s angulárnymi fragmentmi argilizovaných hornín s reliktnými pôvodnej porfyrickej štruktúry v matrixe tvorenom drvinou primárnej horniny a hydrotermálnymi minerálmi; — brekcie typu „pipe brekcií“ s ostro ohraničenými žilkami v argilizovanej hornine vyplnenej ílovitou hmotou s úlomkami okolitej horniny a silicitov.

b) Štruktúry reliktné — začínajú prevládať s poklesom intenzity premien a prechádzajú postupne do štruktúr pôvodných magmatických hornín. Vo vzorkách z povrchového profilu sme sledovali rozdielnu intenzitu premien:

1. horniny slabo premenené so zreteľnou reliktnou vulkanogénnou štruktúrou;

2. horniny stredne premenené s prevládajúcim kremeňom;

3. horniny silne premenené s hojným zunyitom.

1. K prvému typu patria vzorky 12, 14 a 15 (obr. 2). Sú to zelenkavé horniny porfyrickej štruktúry s veľkými, čiastočne premenenými výrastlicami živcov a pseudomorfózami chloritu a ílových minerálov po tmavých porfyrických výrastliciach.

2. K stredne premeneným horninám patrí väčšina vzoriek povrchového profilu Šafranička, ktorých zrná a úlomky predstavuje silicit, základnú hmotu zunyit, niekedy aj ílové minerály so zreteľnou tendenciou zatlačania silicitu zunyitom. Podiel ílu a zunyitu v základnej hmote je menlivý, od čistého zunyitu až k asi 10 % základnej hmoty. Do tejto skupiny zaraďujeme vzorky 1, 2, 5, 7, 8, 9, 10, 13, 18, 19, 20. Orientačný pohľad na zastúpenie minerálov v tejto skupine hornín dáva DTA a RTG analýza a petrografická analýza na tab. 1a. Väčšina vzoriek je dvojkomponentná (ak nezohľadníme akcesorické minerály, najmä rutil, pyrit, hydroxidy Fe a i.), sú však i polyminerálne vzorky, najmä tie, u ktorých sa zachovala pôvodná štruktúra vulkanogénnych hornín. V nich sa vyskytuje chlorit, pyrofyilit, diaspor, kaolinit, illit, montmorillonit, zunyit a topás. Štruktúry hornín patriacich do tejto skupiny sú brekciovité (pseudosedimentárne) s jedinelými reliktnými porfyrickej štruktúry pôvodných hornín. Osobitnú skupinu tvoria vzorky 16, 17, 21 s fragmentmi kremeňa tmeleného ílovými minerálmi, jemnozrnným kremeňom a vo vzorke 17 topásom, ktorý tiež vyplňa póry a väčšie dutiny v hornine.

3. Tretia skupina vzoriek patrí k silne premeneným horninám (3, 4, 6, 11), ktoré majú rovnomerne zrnitú, mikrokryštalickú štruktúru, často iba čistý zunyit. Tieto tvoria v sekundárnych silicitoch žilkám podobné akumulácie alebo hniezda a hľuzy. Makroskopicky majú žltobežovú farbu, sú homogénne, tvrdé, s cukrovitým lomom.

Vertikálny obraz premien opísaných z povrchového profilu je dokumentovaný vrtnom PO-1, v ktorom boli rozlíšené od povrchu do hĺbky 650 m 4 zóny:

Tabuľka 1a Petrografia a mineralógia metasomatitov z povrchového profilu Šafranička, Poľana

Lok.	Č. vz.	Základná hmota, tmel	Fragmenty a zrná	RTG prír. vz.	DTA prír. vz.	RTG hľuziek	Poznámka
ŠAFRANIČKA	1	Q, Z, Il	Q, R, Z	Q, Z	Q, Z		
	2	P, Q, (Ds, R, Z)		Q, Sc, P, Z, K	Q, D, Chl, P, Z		
	3	Z, (Q, R)		Z	Z		
	4	Z	Q	Q, Z	Z, Q		
	5	Z, Q, R	Q, Si	Q, Z, K, (ScP)	Z, Ds	P, Z, K	
	6	Z, (Q) Li		Z, (Q)	Z		
	7	Z	Q	Q, Z, (K, I)	Z, Q		
	8	Z	Q, Si	Z, Q	Z, Q	Z, Q, (I, K)	
	9	P, (Z) R	Q, Si	Q, Z, (P)	P, Z, Q, (C)		
	10	Z, Il	Si	Q, Z	Z, Q	Z, (Q, I, K)	
	11	Z, Q	Q, Si	Z	Z		
	12	K, Li	K	Q, K	I, M, K, D, Chl, (Z)		
	13	Il, Q, (Z) Li, R	Q, Si	Q, I, Z, K, P	Q		
	14	Q, Z, C, Il	Z, Px	Q, P, K	K, D		
	15	Q, Il, C	Ž, Px, Q	Q, Ž, (K)	Q, (Z)		
	16	Q, Il, Li		Q, (Ž)	Sm, T	Q, T	
	17	Il, Q, R, P, Ds, T, Q		Q, (Ž)	Sm, T	Q, T	
	18	Z, Il, C	Ž, Px, R, Bi	Q, Z	Z		
	19	Z	Si, Q	Q, Z, Ž	Z	Z, Q, (I, K)	
	20	Z, R, Il	Si, Z, R	Z, (Q)	Z	Z, (I, K, Q)	
	21	Q	Q, Il	R, (Ž), K	Q		

Vysvetlivky skratiek minerálov

A — alunit	K — kaolinit	T — topás	Ch — chalcedón	Q — kremeň
Ar — aragonit	M — montmorillonit	Z — zunyt	Chl — chlorit	R — rutil
C — kalcit, karbonát	Mgh — maghemit	Ž — živec	Il — neurčený ílový minerál	Sl — sludy
Dk — dickit	O — opál	Am — amfibol	Li — limonit	Tm — tmavý minerál
H — halloyzit	Px — pyroxén	Bi — biotit	Ms — mastenec	Zr — zirkón
Chb — chabazit	Qc — kvarcit	D — dolomit	Mu — muskovit	
I — illit	Si — silicit	Ds — diaspor	P — pyrofyilit	

1. Zóna kremeno-zunytová, 3,4—84,8 m

Minerálna náplň tejto zóny je kremeň, zunyt ± topás ± kaolinit, diaspor. Zunyt sa tu vyskytuje od stopového množstva až po monominerálny zunytit. Vo vzorkách, v ktorých zunyt chýba, napr. vo vzorke z hĺbky 41,9 m, nachádzame len kremeň, opál a kaolinit, alebo v hĺbke 29,5 m miesto zunyitu nachádzame pórovitú horninu, zloženú z topásu a kremeňa. V hĺbke 34,7 m je topás spoločne so zunytom, kremeňom a kaolinitom. Ako vidno z tabuľky 1b, zunyt nachádzame vo forme tmelu alebo ako výplň žíliet a pórov. Aj v monominerálnych vzorkách je zunyt drobno- až strednozrnný (rádovo desatiny až stotiny mm). Výnimočne nachádzame zrná väčších rozmerov. Zunyt má na riadkovacom elektrónovom mikroskope formu tetraedrov (tab. II, obr. 2; tab. III obr. 2). V polarizovanom svetle má pri jednom nikole podobu trojuholníkov, pri skrížených nikoloch je izotropný. RTG (ASTM, 14—698) a DTA analýzou bol minerál určený ako zunyt. Hlavné reflexy na difraktograme, ako aj derivatogramy sú publikované v článku M. MARKOVEJ—J. ŠTOHLA (1978). Typické DTA a RTG záznamy sú z hĺbky 13,5 m.

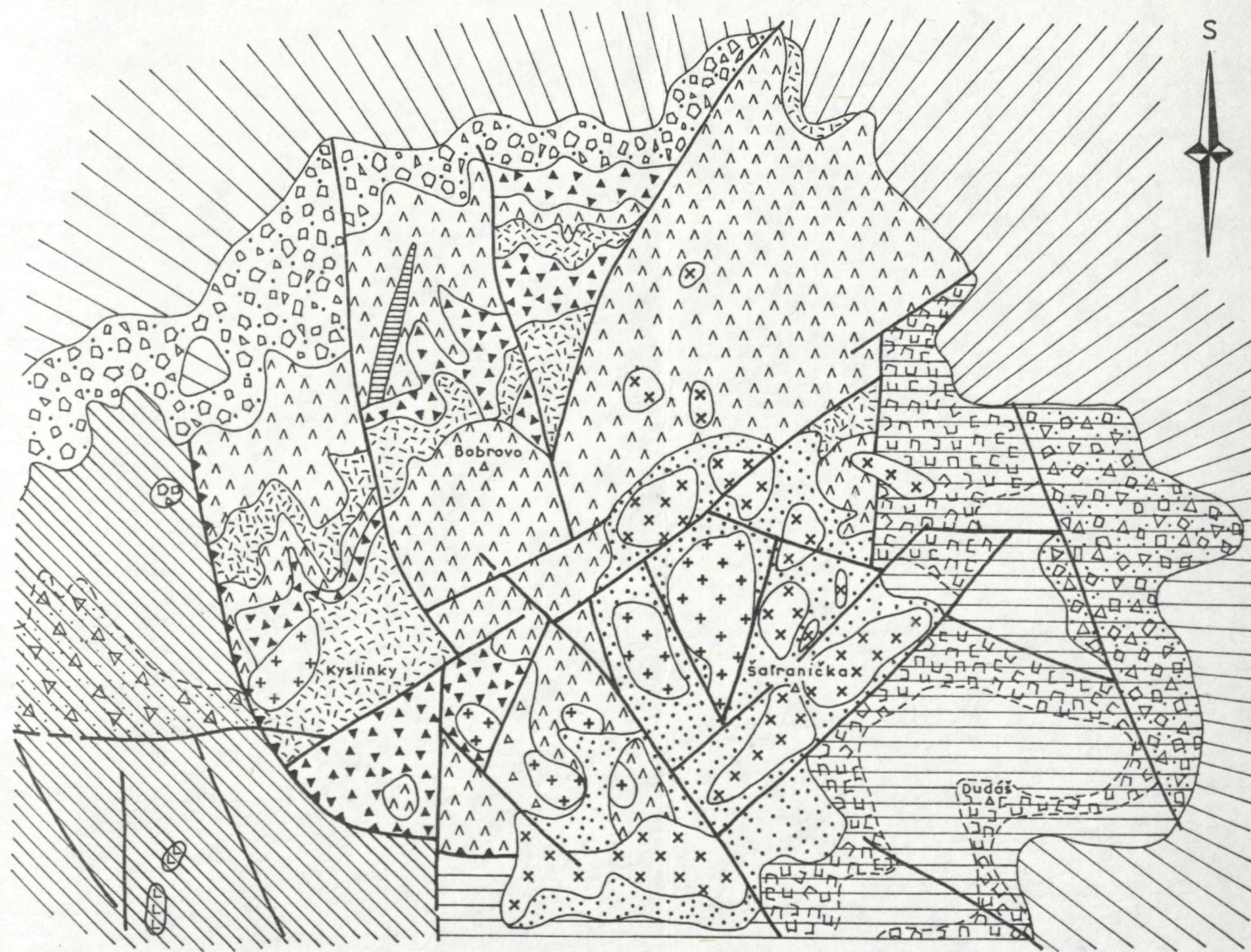
Najhojnejším a najstálejším minerálom je po zunyite kremeň mono- alebo polykryštalický. Má podobu jemno- až hrubozrnných kryštalických agregátov v zunytovom tmeli, alebo má pseudopelitickú, pseudopsamitickú, či pseudopsefitickú štruktúru. Z ílových minerálov je prítomný kaolinit, zriedkavejší pyrofytil, z rudných limonit, ojedinele maghemit a pyrit. Vo vzorkách z hĺbky 29,5; 34,7 a 41,5 m sa našli veľmi drobnozrnné akumulácie topásu, buď ako výplň pórov a žíliet, alebo ako tmel kremenných zrn a polyminerálnych hniezd. Topás má formu stĺpčekovitých, mierne sploštených tabuľkovitých kryštálov veľkosti 10—1 μm . Minerál bol identifikovaný RTG a DTA analýzou charakteristickou dobre definovateľným efektom pri 1200 °C. Topásové monominerálne akumulácie sú mäkké a plastické. Sú zhodné s výskytmi opísanými z Rodop T. G. RADONOVOU a B. KARADŽOVOU (1968). Hornina obsahujúca topás je nápadná vyššou váhou a vysokým obsahom ťažkej frakcie. Ílové minerály sú prítomné len podradne ako tmel silicitových útržkov, resp. kremenných zrn, spolu so zunytom, zriedka i bez neho. Ílová zložka má nízku interferenčnú farbu a má tendenciu vytvárať sférolity a vejárikovité bacillaryity najmä okolo pórov. Ide o kaolinit často spolu s dickitom (vzorka z hĺbky 54,6; 59,8; 61,5; 64,9; 66,5; 75,3 m). Uprostred ílových minerálov nápadne vystupuje vysoký reliéf zhlukov diasporu, interferenčnú farbu má o niečo vyššiu ako kremeň. Temer stálou zložkou sú ihličkovité agregáty rutilu.

2. Zóna argilitových silicitov 90,2—216,5 m

Od 90,2 do 216,5 m je zóna argilitových silicitov, v ktorej často prevládajú ílové minerály nad kremeňom a silicitom. Z ílových minerálov je to hlavne kaolinit, dickit, zriedkavejší hallozyt a pyrofytil, illit s montmorillonitom. Íly niekedy vyplňujú pôvodné plagioklasy a tmavé minerály. V ílovej hmote sú dobre konzervované pyritové kryštály a diaspor. V hĺbke 99,6 m sa objavujú stĺpčekovo-

Tabuľka 1b Petrografia a mineralógia metasomatitov z vrtu PO-1


Názov vrtu	Hĺbka v m	Základná hmota tmel	Fragmenty a zrná	Prírodná vzorka		Približný obsah		Poznámka
				RTG	DTA	RTG	DTA	
PO-1	3,4	P, K, Z	Q	P, K, Z, Q	Q, Z, Ds, Dk			
	5,0	Z, Q						
	12,8	Z, Q	Q, Py	Z, Q	Z, Q	60,5	66,0	
	13,5	Z, K	Q	Z	Z	85,5	83,5	
	14,2	Q, Z	Q	Z, Q	Z, Q	55,0	55,0	
	18,7	Q, Z*	Q, Li					
	22,3	Z*	Q, Li	Z, Q, K	Q, (Ds)	25,0	21,0	
	24,8	Z, Z*, Li*	Q, C					
	27,8	Z*	Q, R, Li	Z, Q	Z, Q, Li	83,0	58,0	
	29,5	T	Q	Q, ?	Q, T, ?			
	33,2	Z, K	Q, Mgh					
	34,7	Q, T, Z, K		Q, T, Z, K	Q, Z	9,1	14,0	
	36,6	Q, Z, Ds, R		Z, Q	Z, Q	79,0	67,0	
	39,5	Q, Z	Q, Z, Ž, (Bi)					
	41,5	Q?, T, K?	Q					
	44,1		Z	Z		92,0	91,0	
	44,4	Z	Q, C					
	45,6	Z, Il	Qc, Q	Z, Q	Z, Q	68,0	69,0	
	49,5	Z, Il, I	Qc, Q, Py	Z, Q	Z, Py, Sl	61,0	63,0	
	53,5	Z	Z	Z	Z	100,0	100,0	
	54,6	Il, Z	Q, Py, Li					
	59,7	K, Dk	Q, Py	Q, K	K, Dk, Py			
	61,5	Z, K	Q, Py, Li					
	64,9	K, Dk, Z	Qc, Q, Py	Q, K, (Z)	Dk, K, Py, (Z)			
	66,5	Il, Z	Qc, Ds, Py		Q, Ds, (Py, K)			
	68,2	Z, (K)	Qc, Q, Py	Z, Q	Z, Py	78,0	63,0	
	72,2	P, Z	Q, Py	Q, Z, Py, (K)	Z, Py	35,0	31,0	
	75,3	K, Dk, (Z)	Q, Py	K, Q, Z	Dl, Py, (Z)			
	79,5	Z, Ds	Qc, Q, Py					
	84,8	Q, Z, O?	Q, Qc, Py, (Ds)					




Vysvetlivky


FORMÁCIA VEĽKÁ DETVA

Komplex Kopa


 lávové prúdy pyroxenických andezitov ± amfibol a vulkanoklastiká

Komplex Šafranická

 a - pyroxenické dioritové porfýry


 b - pyroxenické andezitové porfýry ± amfibol


FORMÁCIA ABČINA


 brekcie, konglomeráty, piesčité tufy


STRELNÍCKA FORMÁCIA

(ryodacitový vulkanizmus ± granát)

 a - lávové prúdy a extrúzie


 b - dajky


 c - autoklastické brekcie


 d - epiklastické pieskovce a redeponované tufy

FORMÁCIA ŠUTOVKA


Komplex Dudáš


 a - ložné intrúzie pyroxenických andezit. porfýrov


 b - autoklastické brekcie


 c - epiklastické brekcie a konglomeráty


Komplex Kureniec

 a - lávové prúdy pyroxenického andezitu ± amfibol

 b - intruzívne preniky andezitových porfýrov

 c - vulkanoklastiká

 argilizácia a silicifikácia

 kalderový zlom

 zlomy

0 0,5 1 2 km

M = 1:25 000

Obr. 1 Schematická geologická mapa centrálnej zóny Pofany (upravená podľa L. DUBLANA 1981)

1. pokračovanie tab. 1b

Názov vrtu	Hĺbka v m	Základná hmota tmel	Fragmenty a zrná	Prírodná vzorka		Poznámka
				RTG	DTA	
PO-1	90,2	K, Dk, Ds, Q, P	Q, Py	Q, Py, K	Dk, (Py, Ds), Q	
	94,8	P, Py	Ž, Qc			
	96,5	K, Mc?, P?	Q, Py, Ds	Q, K, M	Ds, Ms?, Py, I?	
	111,3	Il	Qc, Ds, Py, Q			
	115,6	Qc, K, I, M	Py, A?, Ds	Q, K, H, M, (I, A)		
	117,4	Qc, K, I	Py, Ds, A?, Q	Q, K, Py	I, Py, Chl, Sf	
	121,4	K, I, (M), Dk	Q, Ž, P, Ds	Q, K, I, M		
	123,4	K, H, I, M, Sf, Ds, Py		K, H, Mu, I	K, I, M, Sf?, Ds?	
	126,3	K, I, Chl, Py, Sf, (K)	Q, Qc	Q, K, (I, M)	I, Py, Chl, Sf, (K)	
	130,4	Q, K, I, Chl, Sf, P	Qc, Ž, Py, Ds	Q, K, M	I, Chl, Py, Sf	
	133,5	K, I, M, Chl, Sf	Ž, Qc, Bi, Py, Tm	Q, K, I, M	I, Py, Chl, Sf	
	136,1	K, M, I, Chl, Sf	Q, Qc, Bi, Py, Ds, Zr	Q, K, (M)	I, Py, Chl, Sf	
	142,7	P?, K, I, M, Chl, Sf	Qc, Q, Bi, Py, C	Q, K, I, C, Ž	I, M, Py, Chl, Sf?	
	148,6	I, Chl	Q, Py, Dl, C	Q, I, D, C, K	Py, I, Chl	
	151,4	Q	Py, A?, Ž		Py, Chl? (Ž)	
	155,8	K, I, M	Q, Py	Q, K, I, Py	I, M, K, Py, Sf	
	159,8	K, Dk, I, M, Chl	Q, Bi, Py	Q, K, M	Py, I, M, Chl, Sf	
	162,7	O, Sf	Q, Qc, (T), Py	Q, Ž, P, (K)	Py, Sf?	
	165,0	I, M, Sf	Q, Py	Q, I	I, M, Py?, Sf?	
	169,6	Il, R	Q, Qc, Il			
	174,3	K, Sf, Chl, I, M, R	Q, Py	Q, K, Chl, Py, I, M	I, M, Chl, Sf?, Py	
	178,0	K, I	Q, Py			
	180,6	I, M, K	Ž, Px, Py, Sf	Q, K, I, (M), Py	I, M, K, Ž, Py, Sf?	
	183,5	K, Mgh, C?	Py, Chl			
	188,8	K, I, M, Chl, H, D?	Q, Py, Sf, Bi	Q, K, I, (M)	I, M, K, alebo H, Chl? Py, Sf	
	197,0	Il	Qc, Py			
	200,1	I, Sf, M, P, K, Chl, Ms	Q, Qc, C, Mgh, R	Q, K, M	I, M, Chl, Py, Sf, Ms	
	204,1	Chl, I, P, K?, Ar	Qc, Sf			
	207,6	K, Sr, P?	Q, Ž, Px, Bi, Am			
	211,3	K, I, Chl, Sf, P?, R	Q, Dl, Py, Ž, Bi	Q, K, D	I, Chl, Py, Sf	

2. pokračovanie tab. 1b

Názov vrtu	Hĺbka v m	Základná hmota tmel	Fragmenty a zrná	Prírodná vzorka		Poznámka
				RTG	DTA	
PO-1	212,8 216,5	A, K, Q II, R, Py	A, R, Q A, Q, Ž, Py	Q, I, (K, A) Q, K, Chl, (I, M)	(I, M, Ds, Chl, Py) (I, M, Ds, Chl, K, Py)	
	221,4 224,3 228,7 233,2 234,2 236,8 240,3 242,4 247,1	II, Q, A?, R K, Chl, I, R, M C, Py, Qc Q, II Q, Ž, K, Chl, C, I, II Q, K, Chl, M, I Q, K, Chl, M, I II, Q, C Qc, C, II, A	Q, Qc, Py, C Q, Py, Am, Li Q, Qc Q, A, Py Q, Ž, A, Py, C Q, II, Py Q, Ž, Tm, Py Py, C, Q Q, C, Py, A	A, K, (Chl, M, A) Q, K, (Chl, M) Q, K, Chl, M?, (Ž, C) Q, K, Chl, M?, (C, A) Q, K, Chl, M? Q, K, Chl, M? Q, Chl, (K), M?, D, (A) Q, D, Chl, K, M, (A?)	Chl, (I, K), Py Chl, (I, M), Py Chl, I, M, K, Py Py, I, M, K, Chl Py, I, M, K, Chl? Chl, (I, M), Py I, M, K, Chl?, Py, (C), Chl I, M, K, Chl?, Py, (C)	relikty pôvodnej porfyrov. štrukt. podľa obmedzenia živce a tmavé minerály po žihaní
	247,5 255,4 258,8 259,4 263,7 266,4 270,0 273,4	Q II, Py, Chl K, Chl, Q Q, Chl, K, I, M Q, Chl, K, M, I, C Qc, Chl, K, I, M Chl, K, C, M, (I, M) Q, Chl, K, C, M?	A, Py Q, Z Q, D, Py C, Li, Py, Q Qc, Q, Py, R Qc, Q, Ž, Ds, Bi Q, C, Py Q, A	Q, Chl, D, K, (M?) Q, Chl, K, (M) Q, Chl, K, (M?) Q, Chl, K, D, (M?, Ž) Q, Chl, K, C, M? (A)	I, M, K, Chl, Py, (C) Chl, (Py, C, I, M) Chl, (I, M, Py, C) Chl, I, M, K, (C, Ds?) Chl, (I, M, Py, C) A, (Chl, K, C)	zo separovanej bielej časti
	274,5 277,5 278,7	Q, Chl, K, M, I, C Chl, K, Q, M, C Qc, Li, Q, K, Chl, I, M	Q, Qc, Ž Q, Py, Qc Ds, Ž, Q, C, (DI), Py	Q, Chl, K, M? Chl, K, Q, M Q, K, Chl, C, (D, M)	Chl, (I, M, C, K) Chl, (I, K, Py) Chl, (I, M, K, Py, C)	

Poznámka: * výplň pórov a žiliek (18,7—27,8 m)

vité snopčky alunitu. Na rozdiel od obdobných premenených hornín v pohorí Javorie, kde bol alunit po kremeň najhojnejším minerálom, vo vzorkách z Polany je jeho obsah na hranici citlivosti RTG a DTA aparatury. Okrem kaolinitu tu bol určený halloyzit a malé množstvo illitu a montmorillonitu. Tam, kde argilizácia mala intenzívny priebeh, vznikli biele, sivoškvrnité argility (123,4 m) so pseudopeliticou štruktúrou smyčkovitého usporiadania ílových minerálov — kaolinit, halloyzit, illit, montmorillonit, sludové minerály a diaspor. V tabuľke 1b, pokiaľ je uvedený výskyt živcov alebo tmavých minerálov, ide vždy o pseudomorfózy ílových minerálov po týchto výrastliciach. Obsah kremeňa závisí od stupňa argilizácie, avšak prevaha kremeňa nad ílmi je výnimočná. Od hĺbky 136,1 m sa objavujú sludové minerály i novotvorený biotit a v hĺbke 148,6 m nachádzame karbonáty, dolomit i kalcit. Smerom dolu rastie podiel illitu a montmorillonitu nad ílovými minerálmi skupiny kaolinitu a lokálne pribúda podiel nepremenených pôvodných živcov i tmavých minerálov, ktoré sú zase vystriedané silne argilizovanými polohami (165,0 m), v ktorých sa objavuje topás (162,7 m). Pravidelne sa vyskytuje rutil. Pribúdajú pseudomorfózy ílových minerálov po živcoch a tmavých výrastliciach (180,6 m). Ílová zložka je stále polyminerálna, s hojným kaolinitom, ktorý prevláda nad illitom a montmorillonitom. V spodnej časti argilitovej zóny je prítomný maghemit vejárovitého habitu (v hĺbke 200,1 m), ktorý je sprevádzaný karbonátmi, hlavne kalcitom. V hĺbke 204,1 a 200,1 m sa vyskytuje veľmi jemnozrnný sférolitický minerál. Ide o chlorit, ktorý vyplňa pôvodné tmavé minerály. Hnedé ihličky patria rutilu, ktorý je stálou súčasťou študovaných vzoriek.

Charakteristické pre túto zónu argilitov je polyminerálne zloženie ílovej zložky, ku ktorej sa v bazálnej časti pridávajú sludové minerály, najmä chlority a sericit. Chlorit je spolu s kremeňom vedúcim minerálom spodnej časti tejto zóny. Okrem ílových minerálov tmeliacou hmotou býva aj opál nepravidelne rozpukaný, s trhlkami vyplnenými novotvoreným biotitom. Dospodu pribúda polôh menej premenených hornín s reliktnou vulkanogénnou štruktúrou.

3. Zóna argilitov s reliktnými vulkanogénnymi štruktúrami

Od 216,5 m až po najhlbšiu vzorku skúmaného úseku najintenzívnejších premien vrtu PO-1, t. j. 278,7 m, vyčleňujeme zónu argilitov so zachovanými reliktnými pôvodnými vulkanogénnymi štruktúrami s prevládaním kremeňa nad chloritom a ílovými minerálmi, pričom všetky komponenty tvoria pseudomorfózy kremeňovo-sericitové, kremeňovo-kaolinitové, kremeňovo-alunitové a chloritové. Základná hmota je zatláčaná najčastejšie mikrokryštalickým kremeňom a ílovými minerálmi. Brekciovitý úsek majú fragmenty starších zaoblených až polozaooblených silicitov. Najčastejšie sú tmelené kremeňovo-ílovitou, kremeňovo-alunitovou hmotou. K sekundárnym minerálom patrí aj aktinolit a biotit, ktoré sa však vyskytujú iba veľmi vzácne. Karbonáty vo forme kalcitu alebo dolomitu vytvárajú hniezdovité zhľuky. Na styku karbonátovej a silicitovej hmoty sú časté chalcedónové sférolity. Alunit je častý, avšak málo zastúpený minerál, jeho obsah je väčšinou menší ako 5 %. Ílové minerály sú zastúpené

kaolinitom, illitom, montmorillonitom. Vystupujú ako pseudomorfozy po porfyrických výrastliciach, alebo ako produkty premeny základnej hmoty.

Petrografickému členeniu na uvedené zóny zodpovedajú aj výsledky RTG a DTA analýz (tab. 1a, 1b). Analyzované boli práškové preparáty horninových vzoriek, iba zriedkavo boli rozpráškované výplne žiliek a hľúz. Skratky zistených minerálov v tab. 1a a 1b sú uvádzané podľa kvantitatívneho zastúpenia a na obr. 3 sú uvedené difraktogramy typických minerálnych asociácií pre jednotlivé zóny.

V kremeňovo-zunytovej zóne je zunyit stálym minerálom, len ojedinele (29,5 m a 49,5 m) je vystriedaný kremeňom a topásom. Niektoré vzorky sú monominerálne, tvorené len zunyitom. Okrem spomínaných minerálov majú v RTG a DTA záznamoch malé zastúpenie aj ílové minerály skupiny kaolinitu — kaolinit a dickit. Smerom dolu ich zastúpenie narastá. Často v malých množstvách je prítomný diaspor.

Tabuľka 1b prináša v posledných stĺpcoch údaje o približnom obsahu zunyitu v analyzovaných vzorkách. Za základ bola vzatá vzorka z hĺbky 53,5 m, čistý 100 % zunyit, preverený optickou, chemickou, RTG a DT analýzou. Z porovnania intenzít reflexu $4,21\ \mu\text{m}$ a $8,07\ \mu\text{m}$ (v našom prípade $7,89\ \mu\text{m}$ a $4,15\ \mu\text{m}$) bol z ich priemeru vypočítaný obsah zunyitu v jednotlivých vzorkách. Obdobný prepočet bol urobený z DTA analýzy, kde sa za základ brala strata váhy pri endotermnom efekte okolo 800°C . Rozdiely pri použití RTG a DT analýz nie sú príliš veľké a narastajú úmerne s počtom komponentov vo vzorke.

V zóne argilitových silicítov boli identifikované v difraktogramoch hlavne íly skupiny kaolinitu — kaolinit, dickit, halloyzit, ale aj montmorillonit, illit a zriedkavý chlorit. Celkove má táto minerálna asociácia charakter polyminerálnych ílov. U väčšiny vzoriek kremeň prevláda nad ílovým minerálom.

V zóne argilitov s reliktnými vulkanogénnymi štruktúrami narastá vo vzorkách smerom do hĺbky obsah karbonátov (kalcit a dolomit). Je tu výrazná prevaha kremeňa a chloritu nad illitom, montmorillonitom, kaolinitom, \pm alunitom, \pm diasporom, čím táto zóna dostáva charakter prechodnej zóny s uplatnením argilizácie a propylitizácie. Chlorit patrí do skupiny štvorvrstevných $14\ \mu\text{m}$ silikátov (septechlority), ktoré, ak vystupujú spoločne s kaolinitom, pokrývajú jeho $7\ \mu\text{m}$ reflex. Pri žíhaní na 560°C stráca sa iba časť reflexu prislúchajúca kaolinitu a zvýrazní sa $14\ \mu\text{m}$ reflex chloritu pri čiastočnom zmenšení spoločného kaolinitovo-chloritového $7\ \mu\text{m}$ reflexu (vzorka z hĺbky 247,1 m), preto na tabuľke 1b a obr. 3, ak podiel kaolinitu a chloritu nie je jasný, používame označenie K-Chl. Kvantitatívne najviac zastúpeným minerálom vo vzorkách z tejto zóny je kremeň.

4. Zóna propylitov

V intervale 285,9—650,0 m profil pokračuje sivozeleným až tmavosivým, jemne až strednozrnným propylitizovaným dioritovým porfýrom. Makroskopicky pozorujeme masívne úseky s viac alebo menej výraznou porfyrickou štruktúrou a úseky intenzívnej brekciácie (tab. VII, obr. 1). Intenzita premien je kolísavá.

Tabuľka 2a Silikátové analýzy premenených hornín v profile Šafranička

Lokalita	Vz. č.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Strata suš.	Strata žih.	Hornina
ŠAFRANIČKA	Š-1	53,70	33,39	1,14	0,68	0,004	0,30	0,29	0,10	0,02	0,04	0,12	9,95	silicít so žilkami zunitu zunitit s relikami pôrovitého silicítu zunitit zunitit s relikami silicítu silicít s hľuzkami zunitu premenené intruzívum premenené intruzívum silicít zatlačaný zunitom silicít zatlačaný zunitom
	Š-3	24,28	57,88	0,12	0,00	0,005	0,28	0,22	0,07	0,005	0,03	0,00	16,58	
	Š-6	24,26	57,30	0,02	0,00	0,005	0,34	0,27	0,09	0,006	0,04	0,08	17,49	
	Š-8	33,58	48,68	0,50	0,83	0,004	0,35	0,19	0,09	0,01	0,03	0,08	15,56	
	Š-10	37,75	47,57	0,21	0,00	0,005	0,00	0,22	0,10	0,01	0,04	0,00	14,07	
	Š-14	69,30	22,50	1,15	0,48	0,005	0,28	0,22	0,15	0,07	0,16	0,28	5,37	
	Š-15	56,28	18,21	6,63	1,77	0,05	0,46	5,42	2,83	1,66	4,09	0,18	2,19	
	Š-20	46,13	41,02	0,02	0,43	0,006	0,20	0,27	0,14	0,02	0,03	0,06	11,59	
	Š-21	65,01	30,63	0,31	0,44	0,005	0,28	0,20	0,09	0,02	0,03	0,22	2,47	

Tabuľka 2c Silikátové analýzy z vrtu PO-1 (k tab. č. 7)

Geol. zn.	15,3-15,45	44,5-44,6	65,7-65,8	93,4-93,5	116,4-116,5	137,4-137,5	167,6-167,7	201,2-201,3	230,6-230,7	270,7-270,8	311,5-311,6	359,5-359,6	393,7-393,8	428,3-428,4	459,6-459,8	491,2-491,4	540,2-540,4	584,0-584,2	615,7-615,9	631,8-632,0
SiO ₂	38,37	48,67	54,14	54,28	51,41	52,11	50,41	48,52	46,77	44,39	48,57	52,00	39,86	42,50	40,26	57,59	54,97	56,25	54,44	56,36
TiO ₂	0,40	0,65	0,45	0,80	0,90	0,70	0,75	0,75	0,80	0,65	0,70	0,75	0,65	0,70	0,45	0,75	0,90	0,75	0,80	0,90
Al ₂ O ₃	40,64	35,62	24,79	24,55	17,05	17,06	16,06	15,63	14,05	14,88	11,54	12,54	14,05	11,54	15,41	15,55	15,05	15,05	14,55	15,25
Fe ₂ O ₃	5,61	2,41	6,74	5,13	8,70	4,51	8,15	4,83	7,02	2,47	3,12	3,27	3,08	4,89	3,75	0,93	3,67	3,53	3,54	3,97
FeO	0,29	0,22	0,18	0,14	2,08	3,02	1,29	2,66	2,95	2,66	4,53	5,03	5,10	5,25	6,47	5,60	5,96	5,32	6,25	7,62
MnO	0,003	0,002	0,001	0,002	0,004	0,005	0,005	0,006	0,01	0,09	0,10	0,07	0,08	0,08	0,10	0,06	0,06	0,08	0,09	0,08
CaO	1,57	2,10	1,57	2,10	1,05	2,10	1,57	2,10	2,36	3,24	14,15	6,29	10,48	11,01	10,98	8,39	7,34	7,34	5,81	5,77
MgO	0,75	0,30	0,58	0,38	5,28	7,91	8,67	11,19	10,98	13,37	4,15	8,29	7,16	7,16	4,39	3,77	4,14	3,01	4,14	2,64
Na ₂ O	0,05	0,05	0,03	0,04	0,10	0,08	0,06	0,07	0,05	0,06	0,40	0,84	0,08	0,98	0,39	2,66	1,82	1,82	1,75	1,75
K ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,06	1,87	0,54	0,92	0,72	0,61	1,51	0,06	2,77	2,72	2,09	4,03	2,55	2,47	3,13	2,49	3,01
P ₂ O ₅	0,30	0,18	0,27	0,41	0,26	0,40	0,29	0,29	0,43	0,47	0,33	0,32	0,27	0,33	0,31	0,26	0,32	0,34	0,33	0,27
H ₂ O ⁺	11,64	9,71	10,94	11,19	10,59	10,43	10,02	12,11	15,58	14,61	10,82	5,99	16,21	12,81	12,81	1,53	2,99	3,07	4,37	2,19
H ₂ O ⁻	0,07	0,04	0,04	0,05	0,65	1,11	1,76	0,91	1,10	1,30	0,23	0,51	0,02	0,48	0,20	0,13	0,02	0,10	0,13	0,06

Tabuľka 2b Silikátové analýzy silicítov vo vrte PO-1

Názov vrtu	Hĺbka v m	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Strata suš.	Strata žih.	S	Hornina
PO-1	13,5	27,13	54,38	0,18	0,07	0,005	1,39	1,64	0,04	0,01	0,13	0,20	14,52	0,52	zunyitit
	22,3	52,43	38,88	0,30	0,10	0,006	0,31	1,35	0,04	0,02	0,23	0,30	5,39	0,64	silicít brekciovitý so sericit. tmelom
	34,7	56,90	36,09	0,85	0,07	0,008	0,12	1,14	0,05	0,02	0,09	0,22	3,93	0,59	silicít so zunyitovým tmelom
	44,1	28,47	52,11	0,11	0,07	0,005	0,09	0,98	0,02	0,006	0,70	0,35	15,98	1,06	zunyitit
	53,5	23,31	57,04	0,14	0,07	0,003	0,05	1,66	0,03	0,008	0,07	0,29	17,12	0,20	zunyitit
	59,7	61,97	15,44	7,36	0,08	0,005	0,20	0,28	0,05	0,03	0,08	0,20	7,96	5,94	brekciovitý silicít
	68,2	35,59	40,02	5,36	0,09	0,005	0,03	0,19	0,04	0,008	0,08	0,60	13,64	4,42	brekciovitý silicít so zunyitovým tmelom
	90,2	65,56	24,61	0,55	0,30	0,005	0,29	0,47	0,06	0,03	0,14	0,97	6,12	0,42	silicít s kaolinitovým tmelom
	96,5	45,66	21,32	8,25	0,26	0,008	0,11	0,95	5,71	0,85	0,15	2,49	9,49	4,62	kaolinitový silicít
	123,6	45,01	34,20	2,32	0,21	0,008	0,16	1,90	1,44	2,24	0,23	1,53	8,91	1,82	argilit
	142,7	53,37	17,60	6,31	0,28	0,04	0,31	3,35	3,97	0,33	0,12	1,77	8,08	4,26	argilitový silicít
	165,0	51,59	23,03	5,08	0,49	0,01	0,32	1,01	2,12	3,25	0,17	1,68	6,77	4,23	argilit
	188,8	47,06	25,93	5,42	0,28	0,01	0,29	1,81	6,39	2,96	0,37	1,54	6,26	1,25	argilitový silicít
	211,3	58,06	16,03	3,06	0,18	0,01	0,29	7,89	6,25	0,36	0,33	0,68	6,06	0,55	„piesčitý“ silicít
	212,8	51,94	29,93	1,01	0,65	0,006	0,22	0,85	2,98	5,07	0,28	1,10	5,36	0,24	„piesčitý“ silicít s vápnitým tmelom
	232,4	51,39	17,35	5,20	0,82	0,02	0,23	0,70	12,76	0,58	0,13	1,84	7,98	1,12	
	234,2	48,60	14,40	7,04	0,81	0,05	0,22	0,95	12,46	0,44	0,12	1,32	9,93	3,64	argilitový silicít
	240,3	55,30	15,30	5,46	0,81	0,06	0,27	0,74	11,04	0,093	0,09	0,94	7,44	1,59	brekciovitý silicít
	238,5	48,28	16,95	6,57	0,75	0,12	0,20	2,35	11,74	1,06	0,12	1,03	8,35	2,13	„piesčito-auleuritický“ silicít
	274,5	55,90	16,75	3,47	0,60	0,11	0,29	0,83	12,74	0,65	0,10	0,77	7,59	0,10	zlepencový silicít s „pelitickým“ tmelom
277,5	36,69	16,75	8,61	0,91	0,08	0,15	1,32	24,28	0,06	0,07	0,40	10,04	0,24	hluznatý „piesčitý“ silicít	
361,1	48,88	17,69	8,19	0,79	0,06	0,38	3,05	10,41	1,58	0,11	1,61	6,65	0,27	argilitový silicít	

Všeobecne konštatujeme slabnutie prejavov hydrotermálnej aktivity do hĺbky. Lokálne zosilnenie premien v brekciovaných zónach je podmienené možnosťou lepšej cirkulácie preplynených roztokov v priestoroch medzi fragmentmi. V takýchto prípadoch sú okraje úlomkov argilizované a vybielené. Smerom dovnútra fragmentov sa farba horniny mení na zelenú a premena má charakter propylitizácie. V zónach intenzívnej premeny sú často prítomné žilky magnetitu, kremeňa, karbonátov (kalcit, dolomit, siderit), chloritu, epidotu, sadrovca-anhydritu a fluoritu. Z hľadiska intenzity premien delíme tento úsek na dve časti:

1. 285,9 m—460,3 m — dioritový porfýr s intenzívnymi prejavmi propylitizácie až do štádia metasomatitu so žilkami a hniezdami kyslého aplitického diferenciátu.

2. 460,3 m—650,0 m — bazálna časť profilu je predstavovaná stredne až slabo propylitizovaným dioritovým porfýrom.

V hĺbkovej úrovni 285,9 m vyznievajú premeny typu argilizácie a hornina nadobúda charakter intenzívne propylitizovaného dioritového porfýru. Najviac premenené úseky buduje metasomatit (tab. IV, obr. 2), bez reliktovej štruktúry pôvodnej horniny. Má allotriomorfneznitú štruktúru a na jeho zložení sa podieľajú kremeň, chlorit, aktinolit, karbonát, epidot a sadrovec.

Úseky s nižšou intenzitou premeny majú zachované relikty pôvodného dioritového porfýru vo forme pseudomorfóz ílových minerálov, karbonátu, opálu a aduláru (po výrastliciach plagioklasu), chloritu, karbonátu, aktinolitu a epidotu (po výrastliciach amfibolu a pyroxénov). Zvyšok horniny tvorí allotriomorfneznitý agregát sekundárnych minerálov (kremeň, aktinolit, karbonát, epidot, sadrovec).

V miestach, kde hydrotermálne premeny nedosiahli taký vysoký stupeň intenzity, má propylitizovaný dioritový porfýr porfyrickú štruktúru, porfyrické výrastlice predstavuje plagioklas An_{55-60} (30—45 %, veľkosť 0,5—3 mm, čiastočne argilizovaný) a chloritizované, karbonatizované, aktinolitizované a epidotizované výrastlice tmavých minerálov (20—30 %, veľkosť 0,7—3,5 mm, tab. IV, obr. 1). Primárna štruktúra základnej hmoty je hypidiomorfneznitá (0,3—0,6 mm), čiastočne zatláčaná sekundárnymi minerálmi.

V hĺbke 319,2—351,4 m dochádza k faciálnej zmene, dioritový porfýr sa stáva hrubozrnnejším, podiel porfyrických výrastlíc sa zvyšuje na 90 % objemu horniny a ich veľkosť sa pohybuje v rozmedzí 0,8—2 mm. Malé množstvo (5—10 %) hypidiomorfne až allotriomorfneznitej základnej hmoty vyplňa len malé priestory medzi lištovitými až tabuľkovitými porfyrickými výrastlicami.

Interval 310,4—460,3 m je charakteristický prítomnosťou žiliek a hniezd aplitického charakteru. Majú panallotriomorfneznitú štruktúru a sú zložené z plagioklasu An_{44-46} a kremeňa. Miestami majú hrubozrnnejší vývoj (0,5—0,6 mm) a mikrografickú štruktúru (tab. V, obr. 3; tab. VI, obr. 1,3).

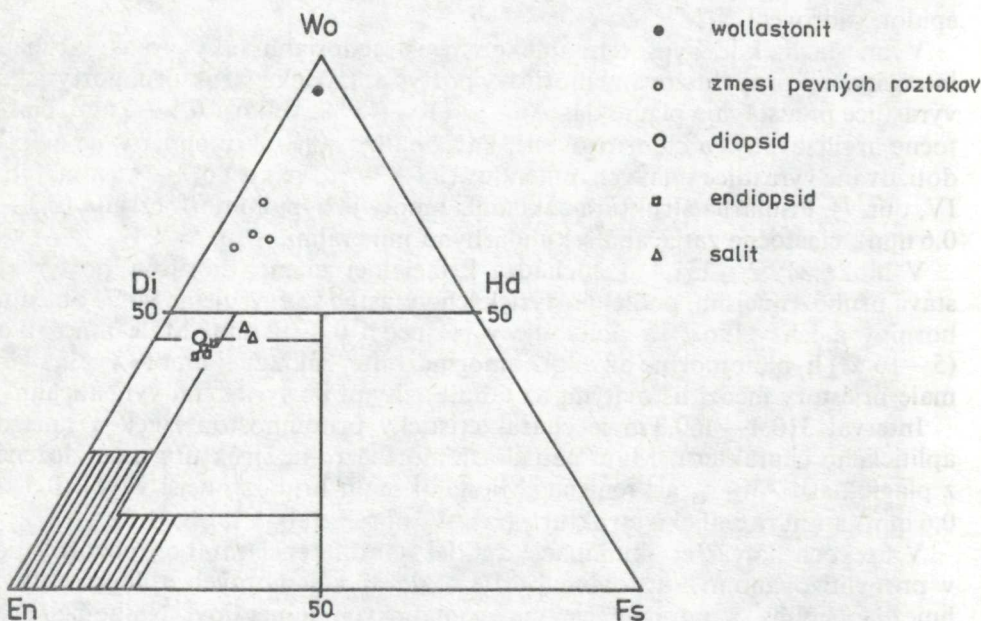
V úsekoch najväčšej akumulácie aplitických diferenciátov boli pozorované v propylitizovanom dioritovom porfýre, ale aj v samotných aplitoch žilky, hniezda, šmuhy a impregnácie metasomatických minerálov. Najhojnejší je novotvorený jednoklonný pyroxén, zodpovedajúci v diagrame Wo-En-Fs (A. POLDEVAART—H. H. HESS 1951) salitu, diopsidu a endiopsidu (obr. 4). Jeho

zloženie kolíše v rozmedzí hodnôt En_{37-51} Fs_{8-15} Wo_{40-47} . Prepočty diskutovaných minerálov sú odvodené z kvantitatívnych bezštandardových analýz s vnútorným štandardom a korekciou ZAF na prístroji Edax. V intervale 298,4—317,1 m je sprevádzaný wollastonitom a zmesami pevných roztokov prechodného zloženia medzi wollastonitom a diopsidom ($En_{22,72-26,97}$ $Fs_{4,9-6,29}$ $Wo_{63,16-71,42}$). V hĺbke 321,3 m k spomínaným minerálom pristupuje granát andratitového zloženia (tab. VII, obr. 3).

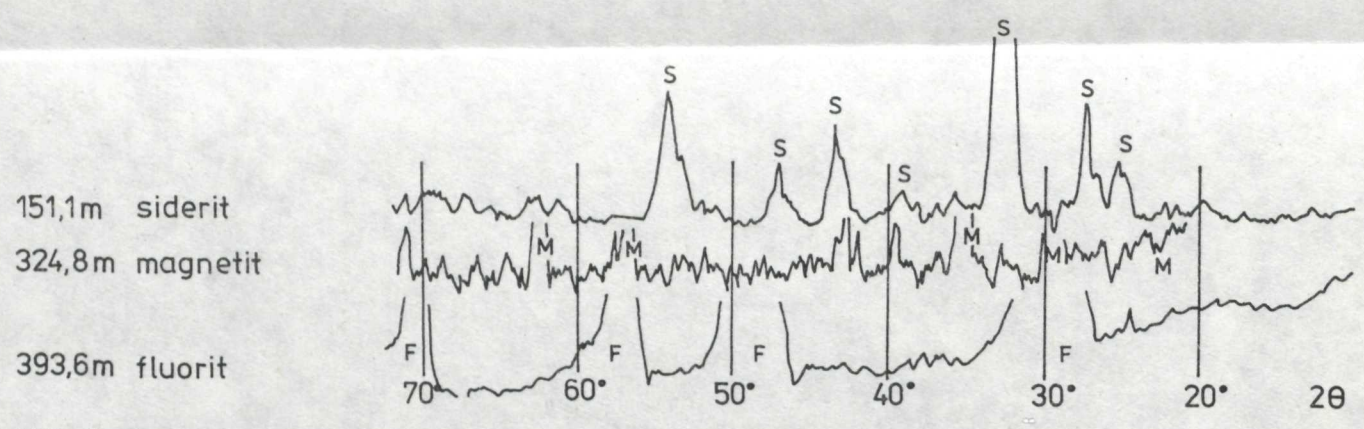
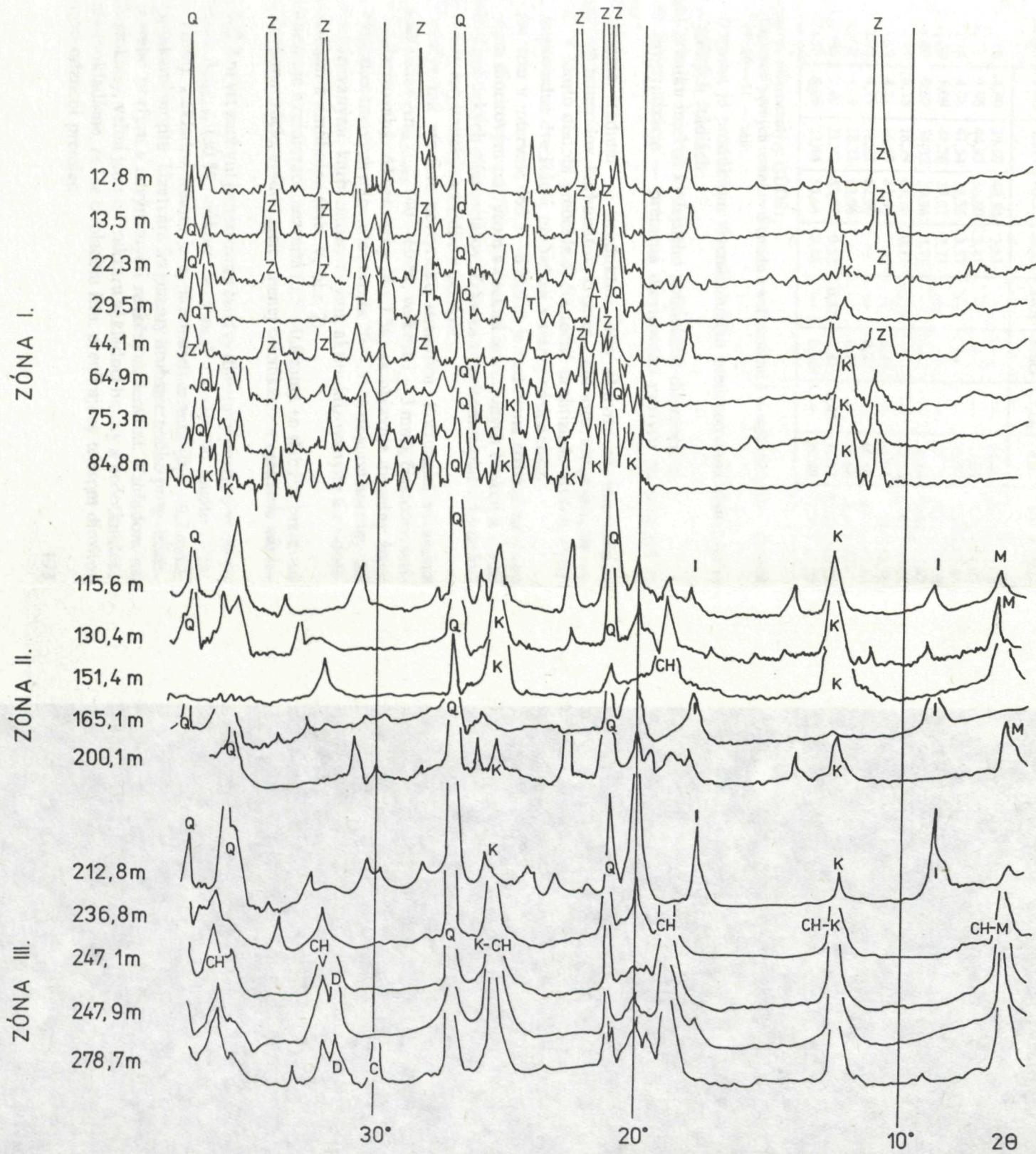
Túto asociáciu sprevádzajú apatit a titanit, ktoré sa vyskytujú najčastejšie vo forme nepravidelných zhlukov.

Výsledným produktom je hornina lepidogranoblastickej až granoblastickej štruktúry, tvorená salitom, diopsidom, wollastonitom, apatitom, titanitom, ojedinele granátom, silne bázickým plagioklasom An_{70-82} , kremeňom a živcom An_{44-46} (z aplitov), reliktnými pôvodného dioritového porfýru a naloženou asociáciou hydrotermálneho štádia (chlorit, aktinolit, epidot, karbonát, sadrovec, adulár a ojedinele fluorit).

Predpokladá sa, že po čiastočnom stuhnutí dioritového porfýru sa mobilizovali kyslejšie zvyšky dioritovej magmy a vo forme aplitických injektáží prenikali dioritovým porfýrom. Ich umiestnenie v hĺbkovej úrovni 305,1—460,3 m bolo predisponované prítomnosťou brekcií v telese dioritového porfýru.



Obr. 4 Pozícia pyroxénov a wollastonitu v diagrame En—Fs—Wo (A. Poldevart—H. H. Hess 1951)



Obr. 3 RTG záznamy charakteristických minerálnych asociácií vo vyčlenených zónach hydrotermálnych premien (Dron UM-1 30 kW, 30 mA)

Tabuľka 3 RTG mikroanalýzy pyroxénov a wollastonitu s prepočtom

Por. č.	Hĺbka v m	MgO	FeO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	En	Fs	Wo
1	298,4	11,16	4,80	39,69	40,54	3,81	—	—	—	24,69	5,95	63,16
2		10,71	3,96	44,93	36,60	3,81	—	—	—	23,67	4,90	71,42
3		11,94	4,38	41,54	38,56	3,57	—	—	—	26,97	5,55	67,48
4		10,30	5,09	44,76	37,07	2,77	—	—	—	22,72	6,29	70,98
5	305,1	1,63	0,67	34,02	59,96	3,71	—	—	—	6,16	1,42	92,42
6	310,4	12,14	6,75	18,29	61,76	0,71	0,39	—	—	42,55	12,83	44,62
7	316,2	15,29	4,21	16,57	63,50	—	—	0,43	—	51,71	7,98	40,30
8		14,02	4,29	18,82	62,60	—	—	0,27	—	46,80	8,02	45,17
9		13,58	4,59	18,33	63,06	—	—	0,45	—	46,68	8,39	44,93
10	317,1	12,66	9,40	21,92	53,77	0,52	0,32	0,61	0,45	37,57	15,65	46,78
11		13,59	8,09	22,64	54,66	0,46	—	0,56	—	39,49	13,18	47,33

(analyzoval: Lab. el. mikroanalýzy GÚDŠ)

1—4 — prechodné zmesi pevných roztokov diopsidu a wollastonitu; 5 — wollastonit; 6 — diopsid; 7—9 — endiopsid; 10—11 — salit

Výsledná hornina je produktom viacnásobného prepracovania dioritového porfýru v niekoľkých štádiách:

1. štádium preniku injekcií kyslejšieho aplitického diferenciátu;
2. štádium propylitizácie — premena dioritového porfýru na propylit až metasomatit;

3. hydrotermálne štádium — produktmi jeho aktivity sú impregnácie a hniezda rudných minerálov, karbonátov, kremeňa, chloritu, aktinolitu, fluoritu a sadrovca. V tomto období prebehla aj čiastočná uralitizácia salitov. Predpokladá sa, že posledné dve štádiá prebiehali v tesnej následnosti.

Bazálna časť vrtu v intervale 460,3—650,0 m je budovaná stredne až slabo propylitizovaným dioritovým porfýrom s úsekmi intruzívnych brekcií a ojedinelými prenikmi aplitických diferenciátov. Zriedka sú prítomné plasticky deformované fragmenty kryštalických bridlíc z podložia.

Dioritový porfýr má výraznú porfyrickú štruktúru. Porfyrické výrastlice predstavuje plagioklas $An_{54,5-64,6}$ (40—60 %, veľkosť 1—3 mm), čiastočne sericitizovaný a adularizovaný. Akcesoricky (do 1 %) sa objavuje draselný živec — ortoklas. Výrastlice tmavých minerálov tvoria 20—30 % objemu horniny. Sú zastúpené chloritizovanými, karbonatizovanými, aktinolitizovanými a epidotizovaným pyroxénmi a amfibolmi (tab. V, obr. 2).

Základná hmota je hypidiomorfneznitá (0,5—0,8 mm), so slabými prejavmi chloritizácie, karbonatizácie, epidotizácie; menej silicifikácie a ojedinele adularizácie.

V metrácii 529,2 m vrt zachytil jemnozrnný čerstvý dioritový porfýr s výrastlicami plagioklasu An_{65-70} (30 %, veľkosť 1—3 mm) a čerstvého augitu (8 %, veľkosť 0,1—3 mm). Základná hmota je hypidiomorfneznitá (0,1—0,2 mm), s drobnými šupinkami biotitu. Uzatvára fragmenty hrubšieznitého propylitizovaného dioritového porfýru s nevýraznými reakčnými lemami. Vzhľadom na bázičkejšie plagioklasy, veľmi jemnú štruktúru základnej hmoty a nedotknutosť premenami predpokladáme, že ide o mladšiu žilu, prenikajúcu telesom dioritového porfýru po odznení premien.

Z petrografického hľadiska vrt PO-1 zachytil nehomogénne teleso dioritového porfýru, v ktorom sa striedajú jemnejšie a hrubozrnnéjšie variety, výrazne a nevýrazne porfyrické typy v masívnej alebo brekciovanej forme.

Po ukončení výstupu dioritovej magmy bolo intruzívne teleso vystavené účinkom intenzívnych alteračných procesov, podobným, aké boli opísané vo vrtoch radu KJ a KŠ v pohorí Javorie (J. ŠTOHL a kol. 1981, 1985).

Vo vrchnej časti profilu PO-1 (0,0—285,9 m) v závislosti od pT podmienok a pH režimu v prostredí cirkulácie hydrotermálnych roztokov dochádza ku vzniku metasomatitov typu zunyititov, silicitov a argilitov. Z pôvodnej horniny sú uvoľňované alkálie, vápnik, horčík, mangán, fosfor, dvojmocné železo prechádza na trojmocnú formu. Vznikajúce minerály viažu do svojich mriežok časť cirkulujúcej vody. Ojedinele zachované reliktu magmatogénnych štruktúr (pseudomorfózy ílových minerálov po výrastliciach plagioklasu a bezfarebného chloritu po tmavých mineráloch) dovoľujú predpokladať, že pôvodným prostredím, v ktorom sa tieto metasomatity vyvíjali, boli apikálne časti intrúzie dioritového porfýru, do ktorého smerom do hĺbky postupne prechádzajú.

Od hĺbky 285,9 m je vyvinutá zóna propylitizácie. Asociácia pôvodných minerálov dioritového porfýru (plagioklas, hyperstén, augit, amfibol, ortoklas) bola nahradená sekundárnymi minerálmi, charakteristickými pre tento typ premeny (chlorit, aktinolit, kremeň, karbonát, epidot, menej sericit a ílové minerály). Intenzita premeny je nerovnomerná a s pribúdajúcou hĺbkou sa znižuje.

Zvláštnu pozornosť si zasluhuje profil vrtu v úseku 285,9—460,3 m. Je charakteristický prítomnosťou aplitických diferenciátov, ktoré vo forme nepravidelných žiliek a hniezd prenikajú teleso dioritového porfýru. Pokladáme ich za zvyšky dioritovej magmy, aktivizované v neskoromagmatickom štádiu vývoja dioritovej intrúzie.

V miestach maximálneho nahromadenia aplitových injekcií (285,9—386,4 m) dochádza vplyvom rekryštalizačného a metasomatického účinku fluida vznikajúceho z neskoromagmatických diferenciátov ku vzniku asociácie metasomatických minerálov. Dominujúcim minerálom je jednoklonný pyroxén, ktorý zložením zodpovedá diopsidu, endiopsidu a salitu. Je sprevádzaný wollastonitom, kremeňom, bázičným plagioklasom, granátom, apatitom, titanitom a karbonátom (siderit). Výsledná hornina má lepidogranoblastickú až granoblastickú štruktúru, veľmi nápadne pripomínajúcu (podobne ako aj asociácia minerálov) horniny fácie pyroxenických rohovcov (tab. VI, obr. 2).

Vznik týchto hornín však býva spájaný obyčajne s kontaktnou metasomatózou karbonátových hornín, ktoré sú zdrojom vápnika, potrebného na vytvorenie Ca-metasomatickej minerálnej asociácie. Takéto príklady sú známe, hojne rozšírené a opisované v literatúre (M. BÖHMER—M. ŠÍMOVÁ 1976; M. ŠÍMOVÁ 1974; T. G. THEODORE—D. W. BLAKE 1978).

V našom prípade však nemáme geologické predpoklady ani petrografické indície poukazujúce na prítomnosť karbonátov v podloží neovulkanického komplexu Poľany.

Preto predpokladáme, že zdrojom chýbajúcich prvkov, ide predovšetkým

o vápnik, bolo samotné teleso dioritového porfýru. Týmto predpokladom eliminujeme nepriaznivé východiskové parametre reagujúcich hornín, čím je daná možnosť pri dosiahnutí dostatočne vysokej teploty vzniku Ca-metasomatitov.

Minerálnu asociáciu Ca-metasomatitov a propylitov zastiera naložené, evidentne najmladšie — hydrotermálne štádium premien.

Z vyššie termálneho štádia sú prítomné slabé náznaky draselnej metasomatózy, v dôsledku ktorej dochádza k sporadickému výskytu drobných šupiniek sekundárneho biotitu (tab. VI, obr. 3) a k častejšej adularizácii plagioklasu a základnej hmoty.

Záverečné obdobie nízkotermálne hydrotermálnej aktivity je reprezentované chloritom, aktinolitom, epidotom, kremeňom, karbonátom, anhydritom, sadrovcom a fluoritom. Vystupujú vo forme pseudomorfóz po porfyrických výrastliciach, zatláčajú základnú hmotu a často tvoria výplň žiliek a dutín. Do tohto štádia spadá aj čiastočná uralitizácia salitov. Časovú postupnosť jednotlivých premien nie je možné rekonštruovať zo zatiaľ dostupných dát. Týka sa to štádia preniku aplitických diferenciátov a s nimi súvisiacej Ca-metasomatózy a štádia propylitizácie. Tento vzťah bol zastretý najmladšou — hydrotermálnou premenou.

Charakteristika základných minerálov magmatického, metasomatického a hydrotermálneho štádia

Živce

Detailnejšie štúdium chemického zloženia živcov pomocou elektrónovej mikroanalýzy potvrdilo prítomnosť niekoľkých typov živcov, vznikajúcich v rozdielnych štádiách vývoja intruzívneho telesa dioritového porfýru. Dokumentujeme ich tabuľkou RTG mikroanalýz (tab. 4) a trojuholníkovým diagramom Ab-An-Or (obr. 5).

Za primárne považujeme živce magmatického štádia, ktoré boli súčasťou dioritového porfýru. Tvorili porfyrické výrastlice a podstatnú časť základnej hmoty. Zastúpené boli plagioklasmi (labradormi) so zložením $Or_{7,6-14} Ab_{29,7-38} An_{54,5-64,6}$. Pomer jednotlivých zložiek svedčí o kryštalizácii v rozmedzí teplôt 900—1000 °C (I. Kostov 1971). V trojuholníkovom diagrame vytvárajú kompaktné pole v blízkosti línie Ab-An.

Akcesoricky prítomné primárne draselné živce so zložením $Or_{73} Ab_{27}$ zodpovedajú natronortoklasu a zvýšený obsah Ab zložky zasa indikuje teploty kryštalizácie okolo 900—1000 °C.

— Plagioklasy aplitického diferenciátu sa umiestňujú v trojuholníkovom diagrame na línii Ab-An s hodnotami $An_{44,9-46,3}$, zodpovedajú bázickému andezínu.

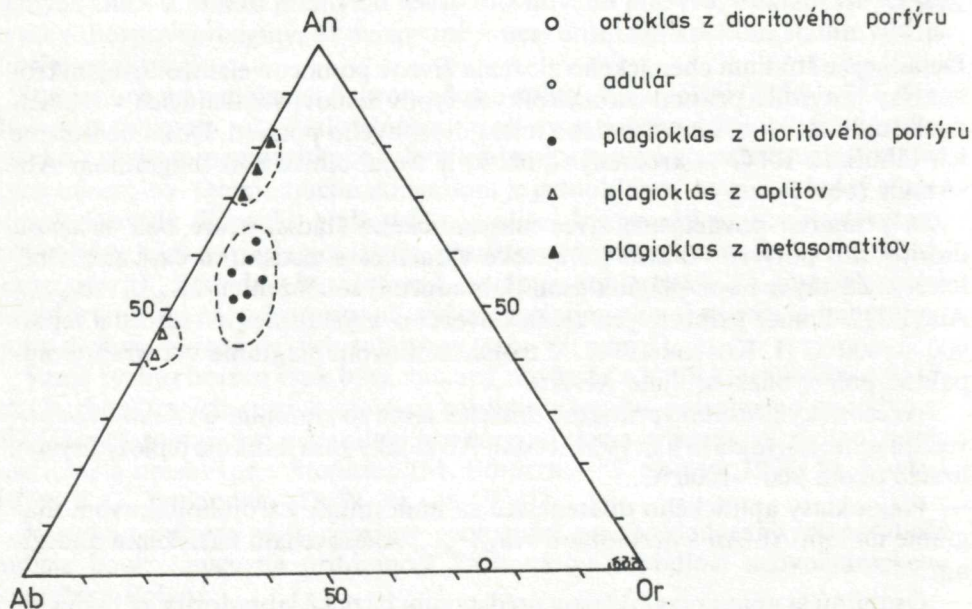
— Osobitnú skupinu plagioklasov predstavujú bázické labradority až bytownity so zložením $Ab_{17,5-29,3} An_{70,1-82,4}$. Umiestňujú sa v súlade s chemickým

Tabuľka 4 RTG mikroanalýzy živcov a prepočty

Číslo analýzy	Hĺbka v m	BaO	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Prepočet na 100 % Or + Ab + An
1	615,7	2,12	14,73	0,75	—	—	63,57	18,82	Or ₇₃ Ab ₂₇
2		—	16,96	0,28	—	—	64,67	18,09	Or ₉₉ Ab ₁
3		1,64	16,96	1,26	—	—	64,09	18,87	Or _{95,7} Ab _{4,3}
4	428,3	—	9,77	—	—	—	71,86	18,37	Or ₁₀₀ Ab _{0,0}
5o	615,7	—	0,84	3,40	9,51	0,37	58,30	27,58	Or ₁₄ Ab ₃₇ An ₄₉
6j		—	0,46	2,58	12,44	0,48	53,87	30,17	Or _{7,6} Ab _{27,9} An _{64,5}
7o		—	0,68	3,18	10,59	0,43	56,53	28,59	Or _{11,0} Ab _{34,5} An _{54,5}
8j		—	0,65	2,95	10,97	0,50	55,85	29,08	Or _{10,7} Ab _{32,1} An _{57,2}
9j		—	—	3,53	9,76	0,57	58,34	27,80	Ab ₃₈ An ₆₂
10o		—	0,54	3,52	9,69	0,57	58,01	27,67	Or _{8,3} Ab _{35,9} An _{55,8}
11s		—	0,48	3,16	10,40	0,40	56,86	28,70	Or _{8,3} Ab _{35,8} An _{55,9}
12j		—	0,49	2,97	11,80	0,50	54,43	29,81	Or _{7,9} Ab _{31,9} An _{60,2}
13	317,1	—	0,50	4,37	9,04	0,15	58,46	27,47	Or _{8,2} Ab _{46,9} An _{44,9}
14	316,2	—	—	3,13	3,90	1,61	72,95	18,42	Ab _{53,7} An _{46,3}
15	298,4	—	—	1,39	8,96	—	62,14	27,51	Ab _{29,9} An _{70,1}
16		—	—	1,43	10,57	—	56,87	31,13	Ab _{22,9} An _{77,1}
17	310,4	—	—	1,21	12,49	—	52,89	33,40	Ab _{17,6} An _{82,4}

(analyzoval: Lab. el. mikroanalýzy GÚDŠ)

1 — primárny draselný živce; 2—4 — adulár; 5—12 — primárne plagioklasy; 13—14 — plagioklasy z aplitického diferenciátu; 15—17 — bazické plagioklasy neurčitého postavenia; o — okraj; s — stred; j — jadro



Obr. 5 Diagram Ab—An—Or pre živce z vrtu PO-1

zložením na línii Ab-An bližšie k vrcholu An. Ich genéza a postavenie nie sú zatiaľ dostatočne vysvetlené. Nachádzajú sa v asociácii metasomatických minerálov. Spájame preto ich kryštalizáciu so štádiom metasomatózy v období aktivácie neskoromagmatických diferenciátov.

— Prejavom nevýraznej draselnej metasomatózy v hydrotermálnom štádiu sú drobné jedince adularu. Vypĺňajú jemné trhliny v porfyrických výrastliciach plagioklasu a vo forme nepravidelných škvŕn zatláčajú základnú hmotu dioritového porfýru. Umiestnenie v Ab-An-Or trojuholníku v tesnej blízkosti vrcholu Or potvrdzuje nepatrné kolísanie chemického zloženia ($Or_{100-96} Ab_{0-4}$), čo je v súlade s predpokladanou nízkou teplotou kryštalizácie, približne okolo 200 °C, kedy je miesiteľnosť oboch zložiek značne obmedzená.

Pyroxény

Pôvodné porfyrické výrastlice pyroxénov v dioritovom porfýre boli vplyvom uplatnených premien úplne rozložené a nahradené zmesou sekundárnych minerálov (chlorit, aktinolit, epidot, karbonát). Chlorit a aktinolit tvoria jemnovláknité bezfarebné alebo zelenkavé agregáty. RTG mikroanalýzy potvrdzujú ich horečnato-železitý charakter s približným zastúpením Mg a Fe v pomere 2:1 (tab. 3).

Metasomatické pyroxény spájané s prenikmi aplitov vystupujú vo forme drobných izometrických zŕn, ktoré tvoria žilky, zhluky a impregnácie v aplitoch aj v propylitizovanom dioritovom porfýre. Sú čerstvé, len ojedinele čiastočne uralitizované.

Väčšina analýz sa v diagrame En-Fs-Wo (A. POLDEVAART—H. H. HESS 1951) umiestňuje v poli salitu, diopsidu a endiopsidu (obr. 4). Chemické zloženie kolíše v rozmedzí $En_{37,49-51,71}$ $Fs_{7,98-15,65}$ $Wo_{40,30-47,33}$.

Wollastonit

Nachádza sa v úseku maximálneho výskytu aplitických diferenciátov (290—320 m). Vystupuje vo forme izometrických bezfarebných zŕn. Pomer $En_{6,16}$ $Fs_{1,42}$ $Wo_{92,42}$ ho v trojuholníkovom diagrame lokalizuje pri vrchole Wo (obr. 4).

Okrem wollastonitu sú v hojnej miere prítomné zmesi pevných roztokov wollastonitu a diopsidu s obsahom $Wo_{63,16-71,42}$ zaujímajúce stredové postavenie pri línii En—Wo medzi diopsidom a wollastonitom.

Granát

Zvýšené akumulácie granátu červenohnedej farby, vytvárajúce kontaktné lemy s okolitou horninou v asociácii s kremeňom a epidotom, boli pozorované v úseku 287,2—324,5 m. Granáty sú obyčajne idiomorfne, s nevýraznou zonálnou stavbou, selektívne korodované mladšími hydrotermálnymi roztokmi (tab. VII, obr. 3). V korodovaných lemoch sú časté hematity a pyrity.

RTG mikroanalýzou analyzované zrno granátu z hĺbky 278,2 m v troch

pozičných bodoch dáva po prepočte na základnú mriežku hodnoty zodpovedajúce vápnito-železitému granátu andraditu:

stred zrna (bod 1) $\text{Ca}_{2,82} \text{Fe}_{1,73} (\text{SiO}_4)_3$

okraj zrna (bod 2) $\text{Ca}_{2,86} \text{Fe, Al}_{1,76} (\text{SiO}_4)_3$

korodovaný lem (bod 3) $\text{Ca}_{2,77} \text{Fe, Al}_{1,77} (\text{SiO}_4)_3$

Nevýrazná zonálnosť sa prejavuje znižovaním obsahu Ca od stredy zrna k okraju so súčasným rastom železitej a hlinitej zložky.

Tabuľka 5 RTG mikroanalýzy granátu

	Bod č.	Váhové % prvkov			
		Si	Ca	Fe	Al
stred zrna	1	18,17	24,43	20,95	—
okraj zrna	2	17,59	23,93	19,50	0,54
korod. lem	3	17,67	23,28	20,63	0,07

(analyzoval: Lab. el. mikroanalýzy GÚDŠ)

Titanit

Bol pozorovaný v širokom diapazóne (310,4—460,3 m) ako idiomorfne zrná alebo ako zhľuky allotriomorfné obmedzených zrn s obsahom 30,08—32,53 % TiO_2 , 23,82—24,65 % CaO, 40,11—40,02 % SiO_2 , 4,49—1,85 % Al_2O_3 , 1,01—0,96 % FeO, 0,49 % MgO.

Apatit

Je najmenej rozšíreným minerálom metasomatitov. Tvorí zhľuky mozaikovitých zrn v najintenzívnejšie metasomatizovaných úsekoch (tab. V, obr. 4). Semikvantitatívnymi analýzami bola potvrdená chlórvo-apatitová forma.

V dôsledku teleskopingu je zóna metasomatitov prekrývaná mladšími produktmi hydrotermálnej aktivity a je obťažné posúdiť príslušnosť niektorých minerálov k jednej či druhej zóne. Tento problém sa týka hlavne epidotu, aktinolitu a sideritu.

Epidot

Je častým minerálom asociácie metasomatitov. Miestami tvorí až 20 % objemu horniny. Vystupuje vo forme idiomorfnych až allotriomorfných zrn v zhľukoch a hniezdach. Asociuje s novotvorenými pyroxénmi, granátom, apatitom a titanitom.

Príslušnosť k hydrotermálnym minerálom vyplýva z jeho prítomnosti mimo dosahu metasomatičských účinkov aplitičských diferenciátov, kde asociuje s karbonátom, chloritom, aktinolitom, kremeňom, sadrovcem a anhydritom. Tvorí pseudomorfózy po tmavých mineráloch a zatlačá základnú hmotu.

Chlorit a aktinolit

Vystupujú najčastejšie ako pseudomorfózy po tmavých mineráloch. Pre chlorit je charakteristický aj výskyt v žilkách a dutinách. Typickou formou vystupovania sú jemnovláknité minerálne agregáty zelenkavej farby. Vzhľadom k ich zložitému chemickému zloženiu semikvantitatívne analýzy len približne určujú ich základný charakter, daný pomerom Mg a Fe. Vo všetkých prípadoch ide o minerály s prevahou horčíka nad železom v pomere 2:1.

Sadrovec a anhydrit

Tvoria jemné vláknité agregáty, ktoré zatláčajú v nepravidelných škvŕnách základnú hmotu. Okrem tejto formy vystupovania sadrovec niekedy vyplňa dutinky, v tom prípade má vyšší stupeň idiomorfie a väčšie rozmery zŕn. Doložený bol RTG analýzou v hĺbke 393,6 m, kde asocioval s fluoritom. Jeho prítomnosť indikujú aj endotermické efekty na DTA záznamoch pri teplote 130 °C a 1203 °C.

Karbonáty

Z karbonátov, bežne sa vyskytujúcich v premenených úsekoch vrtného profilu, boli identifikované RTG analýzou kalcity, dolomity a siderity. Sú nepravidelne rozptýlené v metasomatite, vytvárajúc miestami závalky v argilitovej mase (siderit). Siderit vystupuje miestami až v kryštalickej forme v puklinách, prípadne ako produkt rozkladu magnetitu.

Fluorit

Fluorit bol sledovaný makroskopicky aj mikroskopicky a jeho identifikácia bola potvrdená RTG analýzou vo vzorke 393,6 m, kde vystupoval v dutine vo forme izolovaných kúbických kryštálov fialovej farby spolu so sadrovcom.

Pyrit

Je častý vo vyhodnocovaných vzorkách (tab. 7). Intenzita pyritizácie v rámci profilu vrtu je kolísavá, najintenzívnejšie sú pyritizované brekciovitú úseky s výraznými hydrotermálnymi premenami. Tu tvorí vtrúseniny, nepravidelné zhľuky, žilky, častý je vo forme drúz idiomorfných kryštálov v kavernách, tvorí reakčné lemy na fragmentoch z podložia, je prítomný v základnej hmote hydrotermálne premenených hornín, lemuje fragmenty hydrotermálnych brekcií. V bazálnych častiach vrtu je výskyt pyritu sporadický, kvantitatívne menej frekventovaný vo forme drobných idiomorfných a hypidiomorfných vtrúsenín. Bežne vystupuje vo forme allotriomorfných až idiomorfných zŕn, agregátov, žiliek a jemnozrnných „difúzných zón“ v okolí pyritových žiliek. Býva zonálny. Idiomorfné pyrity sú bez uzavrenín, ktoré sú časté hlavne v žilkách kremeňovo-

-pyritových. Uzavreniny sú tvorené pyritom, chalkopyritom, rutilom, magnetitom, hematitom, prípadne materiálom zo svojho okolia, často usmernené v smere žilky. Pyrit mal dlhý interval vylučovania, kryštalizácie, rekryštalizácie, mobilizácie, preto môžeme sledovať vzťah pyritu k všetkým ostatným rudným minerálom.

Magnetit

Je druhým najviac frekventovaným minerálom identifikovaným vo vzorkách z vrtnu. Koncentruje sa hlavne v nižších častiach vrtnu. Magnetit vystupuje vo forme izolovaných allotriomorfných až hypidiomorfných zŕn, býva skoncentrovaný v tenkých vlasových žilkách spolu s kremeňom a sulfidmi, vytvára agregáty zŕn, často so zonálnou stavbou, niekedy až kolomorfné štruktúry.

Magnetit je v rôznej miere postihnutý premenami — martitizovaný, karbonatizovaný, zatláčaný pyritom. Je často kataklazovaný, pričom klasty bývajú skoncentrované v zrnách pyritu. Bol pozorovaný aj vznik magnetitu na úkor hematitu (mušketitizácia), čo poukazuje vzhľadom už k vyššie spomenutým faktom na to, že magnetit vystupuje nielen ako primárne magmatický minerál, ale je aj súčasťou mladšej hydrotermálnej mineralizácie. Starší primárny magmatický magnetit je prevažne v nižších častiach vrtnu, býva martitizovaný (zatláčaný hematitom).

Otázne je vystupovanie magnetitu v zónach vrtného profilu, kde boli zistené prejavy kontaktnej metasomatózy (úsek 280—350 m), kde magnetit tvorí drobné uzavreniny v Ca-Fe granátoch (andraditoch). Ide o reliktu magmatického magnetitu alebo ako produktu kontaktne metasomatických procesov.

Identifikácia magnetitov bola preverovaná RTG analýzou (obr. 3) a RTG mikroanalýzou. Výsledky poukázali len na malé obsahy Ti:

1. Fe 99,16 váh. %	Ti 0,85 váh. %
2. Fe 99,58 váh. %	Ti 0,42 váh. %

Hematit

Vystupuje vo forme líšt, nepravidelných agregátov, či už na úkor magnetitu alebo ako primárny minerál. Časté je jeho vystupovanie vo forme zemitých tmavočervených agregátov, tvoriacich jemnozrnný pigment v metasomatitoch. Býva uzatváraný v pyrite vo forme drobných lištovitých útvarov, prípadne úplne zatlačený pyritom, ktorý pseudomorfuje jeho tvary. Niekedy tvorí aj samostatné, izolované zrná vo forme vejárovitých agregátov po okrajoch sulfidických minerálov. V niektorých rezoch bývajú uzavreniny hematitu v pyrite usmernené v smere žiliek sulfidov. Býva uzatváraný v granátoch — v zóne selektívnej korózie. V jednom prípade hematit uzatváral drobné zrnko pyritu. Forma vystupovania, vzťah hematitu k ostatným minerálom poukazuje na podobné genetické podmienky vzniku ako u magnetitu — magmatické a hydrotermálne. Kvantitatívna RTG mikroanalýza potvrdila identifikáciu hematitu obsahom Fe — 69,95 váh. %.

Rutil

Vyskytuje sa prakticky v celom profile vrtu, pričom s hĺbkou jeho kvantitatívne zastúpenie klesá. Jeho najväčšie koncentrácie sú v úseku približne 105,5 m—233,7 m, kde sú časté väčšie agregáty zrn, prípadne samostatné zrná veľkosti do 0,5 mm. Býva nepravidelne rozptýlený v hornine, časté je jeho uzatváranie v pyrite, prípadne v kremenných žilkách. Pravdepodobne väčšia časť rutilu vznikla z ilmenitu odnosom železa. Svedčia o tom štruktúry typické pre rozklad ilmenitu — relikty mriežkovej štruktúry. Tieto rozložené ilmenity sa priestorovo kryjú s maximálnym výskytom rutilu.

Výsledky RTG mikroanalýz v niektorých vzorkách poukazujú na prímеси Fe 0,29 váh. %, Cr 0,45 váh. %, Ca 0,05 váh. %. Obsah Ti — 59,27 %.

Ilmenit

Ilmenit a produkty jeho rozpadu boli pozorované v intervale od 100,7 po 383,5 m. Nepremenené ilmenity boli pozorované v nižších častiach spomínaného úseku. Väčšinou je rozložený a vytvára typické mriežkovité štruktúry, kastrovité zrná. Jeho kvantitatívne zastúpenie v profile vrtu nie je také veľké ako pri magnetite, predpokladáme, že väčšia časť bola premenená na rutil, ktorý má väčšie zastúpenie hlavne vo vyšších častiach vrtu a je aj silnejšie hydrotermálne premenený. Ilmenit považujeme podobne ako magnetit za produkt primárnej magmatickej mineralizácie. Ilmenit bol potvrdený RTG mikroanalýzou so zložením Ti 28,43 váh. %, Fe 35,77 váh. %, Mn 1,12 váh. %.

Chalkopyrit

Chalkopyrit je jedným z minerálov, ktorého mineralogický výskyt je prvýkrát dokumentovaný vo vzorkách z vrtu PO-1. Vystupuje v pomerne širokej zóne od 120,5 m až po 460,1 m v úseku najintenzívnejších premien. Jeho vystupovanie ako samostatnej minerálnej fázy je o to zaujímavejšie, že z hodnotenia kvantitatívnych chemických analýz nedosahujú hodnoty Cu vyššie obsahy, skôr sú v zónach intenzívnych premien oproti čerstvejším horninám výrazne znížené.

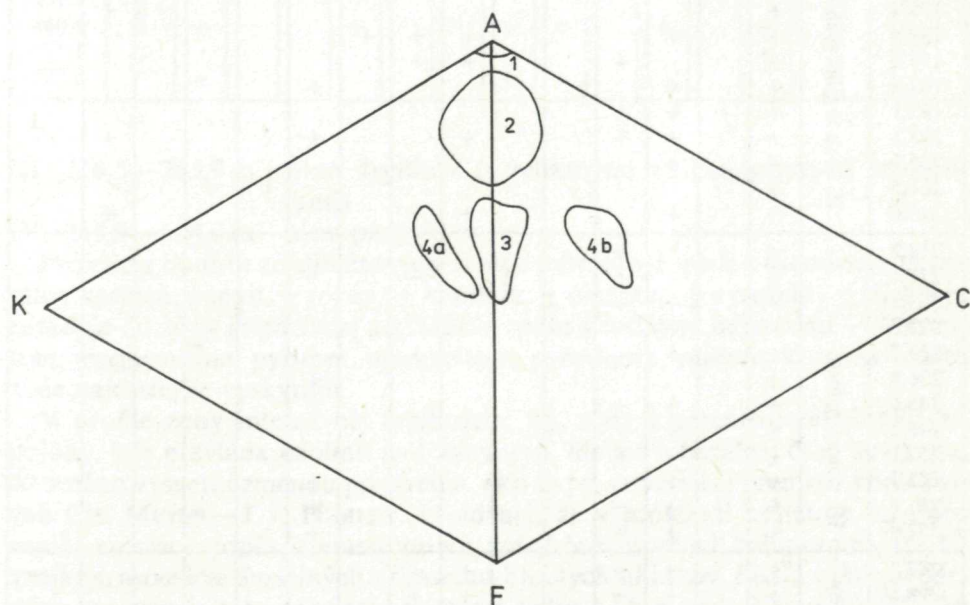
Chalkopyrit tvorí veľmi drobné zrná max. do 0,3 mm allotriomorfného obmedzenia buď ako odmiešaniny v pyrite, alebo ako samostatné jedince v horninovej mase, ojedinele uzatvárajúce aj pyrit, častejšie uzatváraný v pyrite, v tesnom prerastení s pyrotínom. Najväčšie kvantitatívne zastúpenie dosahuje v úseku 223,3 m—252,1 m.

Pyrotín

Pyrotín je bežný minerál vo vzorkách, bol pozorovaný od 69,6 m po 390,21 m. Väčšinou je vo forme drobných kvapôčkovitých uzavrenín v pyrite, len ojedinele tvorí samostatné izolované zrná. Veľmi často vystupuje spolu s chalkopyritom vo forme tesných zrastov. Kvalitatívne bol síce zaregistrovaný v 34 % vzoriek, ale kvantitatívne ho možno charakterizovať ako akcesorický minerál. Veľkosť jedincov pyrotínu je väčšinou pod 0,01 mm.

Tabuľka 6

Vz. číslo	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Min. obs.	Max. obs.
I. slabo premenené				
14	69,30	22,50	SiO ₂ 56,26	69,30
15	56,26	18,21	Al ₂ O ₃ 18,21	22,50
II. stredne premenené				
1	53,70	33,39	SiO ₂ 33,58	65,01
8	33,58	48,68	Al ₂ O ₃ 30,63	48,68
10	37,75	47,57		
20	46,13	41,02		
21	65,01	30,63		
III. silne premenené				
3	24,28	57,88	SiO ₂ 24,26	24,28
6	24,26	57,30	Al ₂ O ₃ 57,30	57,88



Obr. 6 Projekcia hodnôt silikátových analýz z vrtu PO-1 do ACF—AKF diagramu vytvára polia zodpovedajúce v zmysle C. MEYERA—J. HEMLEYA (1967) zónam 1 — intenzívnej argilizácie, 2 — zóne „intermediate arg. alter“, 3 — zóna je prechodná, s uplatnením argilizácie aj propylitizácie, asociáciou minerálov zodpovedá zóne argilitov s reliktnými vulkanogénnymi štruktúrami; 4 — zóna propylitizácie s uplatnením slabej K-metasomatózy (4a) a Ca-metasomatózy (4b) vyvolanej aplitickými diferenciátmi dioritového porfýru

Tabuľka 7a

Hĺbka	Zóny premien	Rudné minerály									Nerudné minerály				
		pyrit	markazit	pyrotín	chalkopyrit	bizmutín	bizmut	magnetit	hematit	ilmenit	rutil	fluorit	kalcit	dolomit	siderit
41,2	I. zóna silicítová	+									+				
41,5		+									+				
42,2		+	+												
49,7		+													
55,1		+													
60,5		+													
69,6		+													
76,4		+									+				
100,7	II. zóna argilitových silicítov	+	+	+		+	+	+		+					
105,5		+								+	+				
105,6		+	+												
114,5		+	+	+							+				
120,5		+			+			+	+						
126,4		+											+	+	
130,4		+											+	+	
139,8		+		+				+	+	+					
151,1		+			+			+	+					+	
167,9		+		+							+				
185,1		+	+	+	+										
197,1		+		+	+			+			+				
205,1		+		+	+				+	+				+	
207,5		+			+							+			
216,6		+		+				+	+				+		
218,2	III. zóna argilitov	+	+		+							+			
221,4		+			+					+					
223,3		+		+	+						+				
227,8		+	+	+											
233,7		+	+	+					+						
236,8		+									+				
245,6		+		+	+						+				
246,1		+		+	+										
252,1		+		+	+										
253,5		+		+	+						+				
257,8		+		+	+						+				
252,8			+		+						+				
287,2		IV. zóna propylitov	+		+	+			+	+					
298,6	+			+	+			+	+						
309,2	+				+				+						
317,1	+								+				+		
318,4	+					+			+	+				+	
321,3	+					+			+						
321,9	+					+			+						
322,2	+								+						
324,5															+

Hĺbka	Zóny premien	Rudné minerály										Nerudné minerály					
		pyrit	markazit	pyrotín	chalkopyrit	bizmutín	bizmut	magnetit	hematit	ilmenit	rutil	fluorit	kalcit	dolomit	siderit	sadrovce-anhydrit	
324,8	IV. zóna propylitov	+						+									
324,95		+						+									
337,6																+	
343,2		+							+	+							
351,3		+							+								
367,7		+							+	+	+						
374,0																	
382,2		+							+	+				+			
383,5		+							+	+	+						
390,2		+			+	+			+	+		+					
392,4										+							
393,6													+				
405,3		+				+			+								
411,5		+							+	+			+	+			+
459,9																	+
460,1		+				+			+	+		+		+			
486,1														+			
528,3	+							+	+				+				

III. 216,5—285,9 m zóna argilitov (s reliktnými vulkanogénnymi štruktúrami)

IV. 285,9—650,0 m zóna propylitov

Projekcia hodnôt zo silikátových analýz (obr. 6) v I. zóne s asociáciou minerálov kremeň, zunyit ± topás, ± kaolinit, ± diaspor, ± pyrofylyt, ± dickit ju zaraďuje do zóny intenzívnej argilizácie, spolu s rudnými minerálmi — limonitom, maghemitom, pyritom, markazitom, pyrotínom, rutilom, ktoré sa v tejto zóne najčastejšie vyskytujú.

V profile zóny intenzívnej argilizácie, t. j. zóny kremeňovo-zunyitovej, sú polohy, kde prevláda kaolinit nad zunyitom, hlavne v bazálnej časti súvrstvia, čo možno vysvetliť zmenou prostredia, ako to pri sericitickej premene konštatovali CH. MEYER—J. J. HEMLEY. Uvádzajú, že v prostredí bohatom na fluór vzniká asociácia topás, kremeň, zunyit, zatiaľ čo v prostredí bohatom na draslík vznikajú asociácie draselných a draselnohlinitých silikátov. Podľa vyššie uvedených autorov je táto asociácia stála pri tlaku 1 kb a teplote pod 300 °C. Pri teplote nad 300 °C by sa kaolinit a kremeň menil na pyrofylyt a pyrofylyt na andaluzit a kremeň pri teplote nad 400 °C. Táto zóna v chemickom zložení a v bilancií horninotvorných kyslíčnikov (tab. 7b) vykazuje najväčšie odchýlky od etalónovej vzorky najmenej premenenej horniny (540,2 m). Najvýraznejšie sa uplatňujú odnosy SiO₂, FeO, MnO, CaO, MgO, Na₂O a K₂O. Pozoruhodný je fakt, že v zóne silicifikácie je v rámci bilancie registrovaný odnos SiO₂. Je to

prejav veľmi nerovnomerného rozloženia kremeňa v polyminerálnom metasomatite. Prínosy zaznamenávame u Al_2O_3 (prítomnosť až monominerálneho zunyititu) a Fe_2O_3 . Hĺbkovým pokračovaním kremenno-zunyitovej zóny od 90,2 do 216,5 m je II. zóna, charakteristická prevládáním ílových minerálov pestrého zloženia: kaolinit, dickit, zriedkavý halloyzit a pyrofyilit, illit s montmorillonitom, diaspor, zriedkavý alunit, \pm chlorit, \pm sericit, \pm biotit a vzácny topás. Táto zóna zaberá strednú časť vrchnej päťtiny Mayer-Hemleyovho diagramu.

V klasifikácii vyššie uvedených autorov ide o „intermediate argillitic alteration“, charakteristickú výskytom ílových minerálov skupiny montmorillonitu popri kaolinitovej skupine. Odracom tejto minerálnej asociácie spolu s rudnými minerálmi (pyritom, markazitom, pyrotínom, chalkopyritom, bizmutínom, rýdzim bizmutom, magnetitom, ilmenitom, hematitom, rutilom a sideritom) je v bilancii horninotvorných kysličníkov výrazné zníženie odnosu u TiO_2 , FeO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O . Pri MgO je zaznamenaný až prínos (Mg — chlorit), SiO_2 a Al_2O_3 vykazujú len nevýrazné odchýlky od etalonovej vzorky.

Zóna argilitov s reliktnými vulkanogénnymi štruktúrami predstavuje postupné vyznievanie intenzívnych hydrotermálnych premien. Pôvodné minerály sú nahradené chloritom, sericitom, kaolinitom, epidotom, objavuje sa aktinolit a sekundárny biotit, narastá obsah karbonátov, kalcitu a dolomitu.

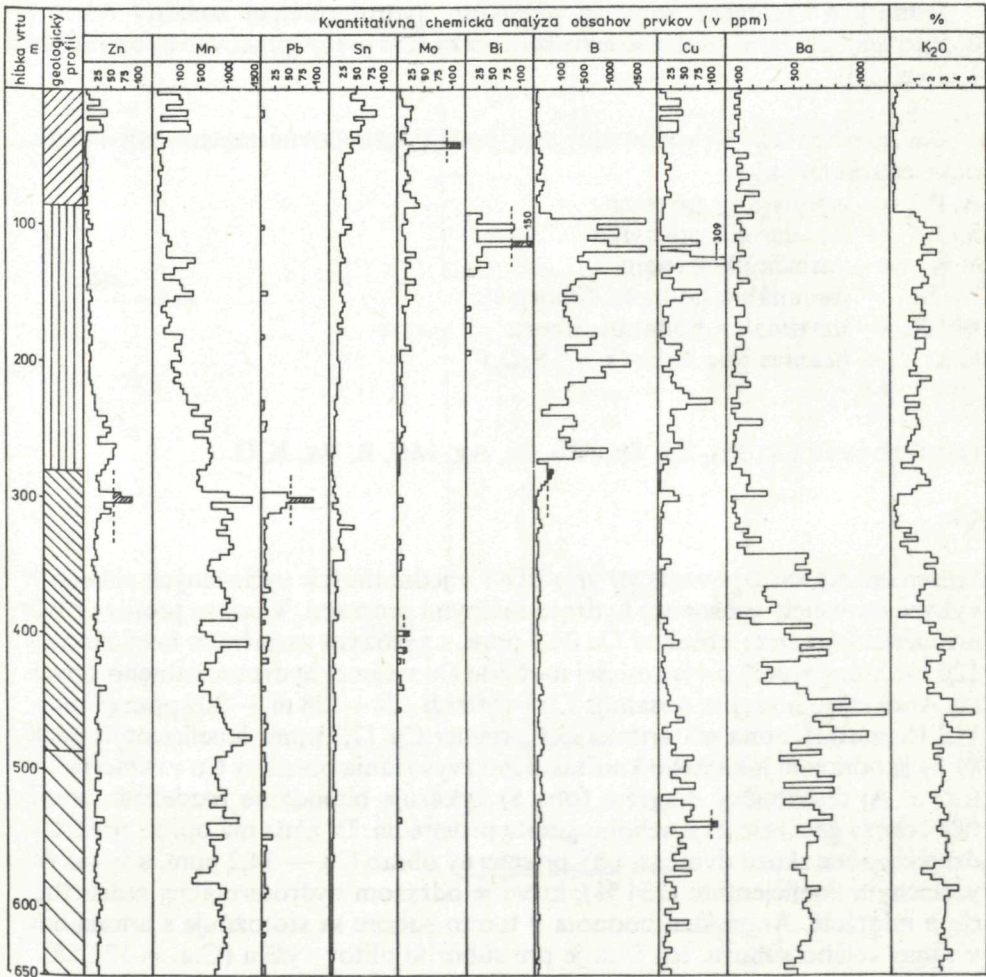
Táto asociácia novotvorených minerálov zodpovedá propylitickej premene. Okrem epidotu, ktorý bol zistený v hlbších častiach tejto zóny, obsahuje všetky minerály charakteristické pre propylitovú premenu, t. j. chlorit, septechlorit, karbonáty.

Z rudných minerálov sú prítomné pyrit, pyrotín, markazit, chalkopyrit, magnetit, hematit, rutil. V ACF-AKF diagrame zaujíma táto zóna samostatné pole nad strednou časťou diagramu, Odracom v bilancii horninotvorných kysličníkov je nevýrazný odnos Al_2O_3 , Fe_2O_3 a FeO . Pre Na_2O a K_2O je to hraničná hĺbka výraznejších odnosov. CaO a MgO vykazujú výrazné zvýšenie oproti predchádzajúcim úsekom (karbonatizácia) a stabilizovaním obsahov v poli prínosov SiO_2 , Al_2O_3 a TiO_2 si udržiujú štandardnú hodnotu v nevýrazných odnosoch.

Propylitová zóna je charakteristická minerálnou asociáciou sekundárnych minerálov chloritu, aktinolitu, kremeňa, karbonátov, epidotu, v bazálnej časti s adulárom; s rudnými minerálmi pyritom, chalkopyritom, magnetitom, hematitom, ilmenitom. Obsah horninotvorných kysličníkov si zachováva nastúpené trendy v poli nevýrazných relatívnych odnosov (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO) a relatívnych prínosov (MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O) v súlade s nižším stupňom premeny a prejavmi K-metasomatózy a Ca-metasomatózy. Projekcia vzoriek z tejto zóny v diagrame ACF-AFK má dve symetrické polia (a, b), kde sa tieto dve metasomatózy prejavujú.

Geochemická charakteristika zón hydrotermálnej alterácie

Pre účely geochemického vyhodnotenia sme vzhľadom na definované zóny hydrotermálnych premien súbor vzoriek rozdelili na štyri čiastkové súbory, ktoré sme matematicko-štatisticky spracovali samostatne (obr. 7).



- VYSVETLIVKY: --- hranica anomálie
 ▬ vyjadrenie hodnoty presahujúcej škálu profilu
 ▨ silicity
 ▩ argility
 ▪ propylity (silné a slabé)

Obr. 7 Geochemický profil vrtu PO-1

Celý súbor vzoriek sme rozdelili nasledovne:

- I. úsek 0 m — 87 m (22 vzoriek) — zóna kremeňovo-zunytová
- II. úsek 87 m — 280 m (48 vzoriek) — zóny argilitových silicítov a argilitov s reliktnými vulkanickými štruktúrami
- III. úsek 280 m — 486 m (61 vzoriek) — zóna intenzívnej propylitizácie
- IV. úsek 486 m — 650 m (41 vzoriek) — zóna strednej a slabej propylitizácie.

Jednotlivé vyčlenené zóny sú prejavom hydrotermálnej zonality intrúzie dioritového porfýru. Matematicko-štatisticky sme preto spracovali aj celý súbor 172 vzoriek.

Na geochemické vyhodnotenie sme použili nasledovné matematicko-štatistické charakteristiky:

- A.P. — aritmetický priemer
- S.O. — štandardná odchýlka
- V.K. — variačný koeficient
- MIN. — minimálna hodnota súboru
- MAX. — maximálna hodnota súboru
- C.a. — hranica anomálie ($\bar{x} + 3S.O.$)

Distribúcia Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Bi, Ag, Mn, B, Ba, K₂O

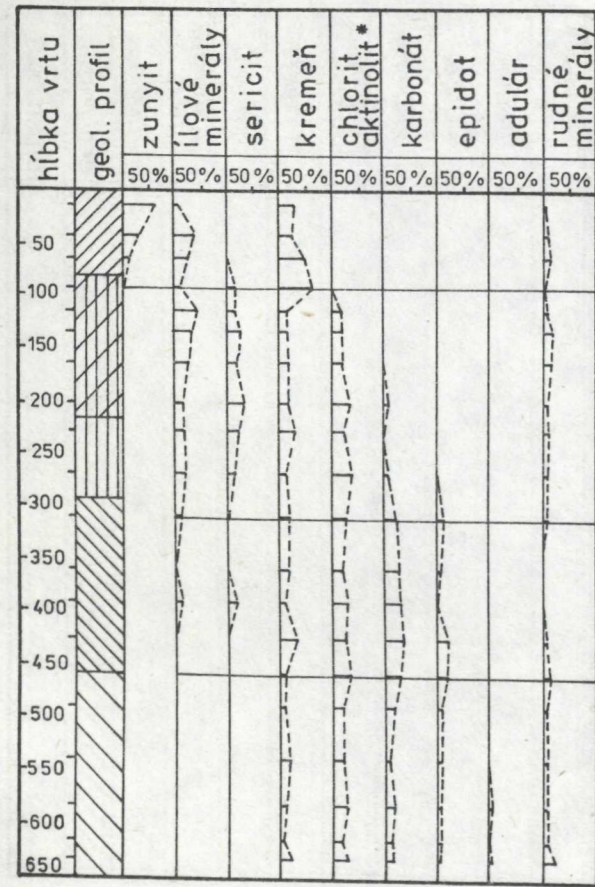
Cu

Geochemické vystupovanie vo vrte PO-1 v jednotlivých vyčlenených súboroch vykazuje rozdiely spôsobené hydrotermálnymi procesmi. V celom profile vrty je aritmetický priemer obsahov Cu 24,4 ppm, s vysokým variačným koeficientom 120 %, ktorý svedčí o výraznejšej mobilite Cu v rámci hydrotermálneho procesu. Anomálnu hodnotu dosahuje Cu v metráži 124—128 m — 309 ppm (C.a. = 112,15 ppm). I. zóna má aritmetický priemer Cu 17,7 ppm. Koeficient variácie 81 % je odrazom lokálneho kontrastného zvyšovania obsahov Cu v rámci tohto úseku. Aj distribučný diagram (obr. 8) vykazuje bimodálne rozdelenie, ktoré tiež odráža geochemickú nehomogenitu prostredia. II. zóna má oproti predchádzajúcej zóne skoro dvojnásobný priemerný obsah Cu — 34,2 ppm, s vysokým variačným koeficientom (134 %), ktorý je odrazom hydrotermálnej redistribúcie a migrácie. Anomálna hodnota v tomto súbore sa stotožňuje s anomáliou v rámci celého súboru, len C.a. je pre súbor argilitov vyššia (C.a. = 171,55).

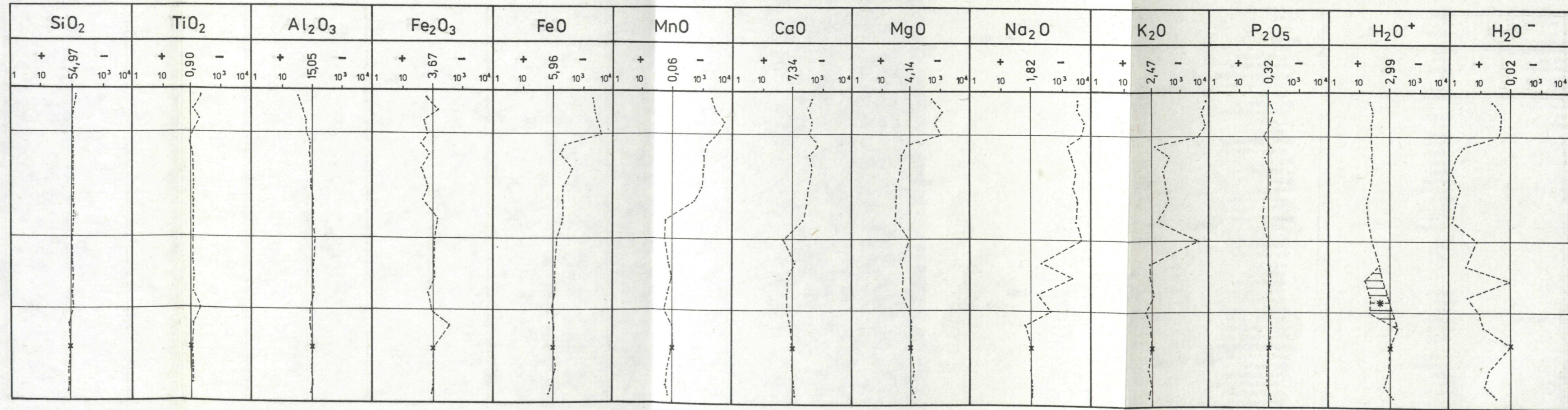
III. zóna má znížený priemerný obsah Cu — 12,4 ppm, s koeficientom variácie porovnateľným so zónou silicítov. Plne odráža geologické prostredie charakteristické kontrastnými zónami intenzívnej propylitizácie až argilizácie so slabšie premenenými úsekmi. Posledný úsek — zóna strednej a slabej propylitizácie, má aritmetický priemer Cu 34,24 ppm s najmenším koeficientom variácie (62 %). V rámci tohto súboru dosahuje Cu anomálnu hodnotu 107 ppm (C.a. = 97,37) v úseku 538—542 m.

Percentuálne zastúpenie sekundárnych minerálov vo vrte PO-1

Bilancia hlavných kysličníkov



* aktinolit od hĺbky 285,9m



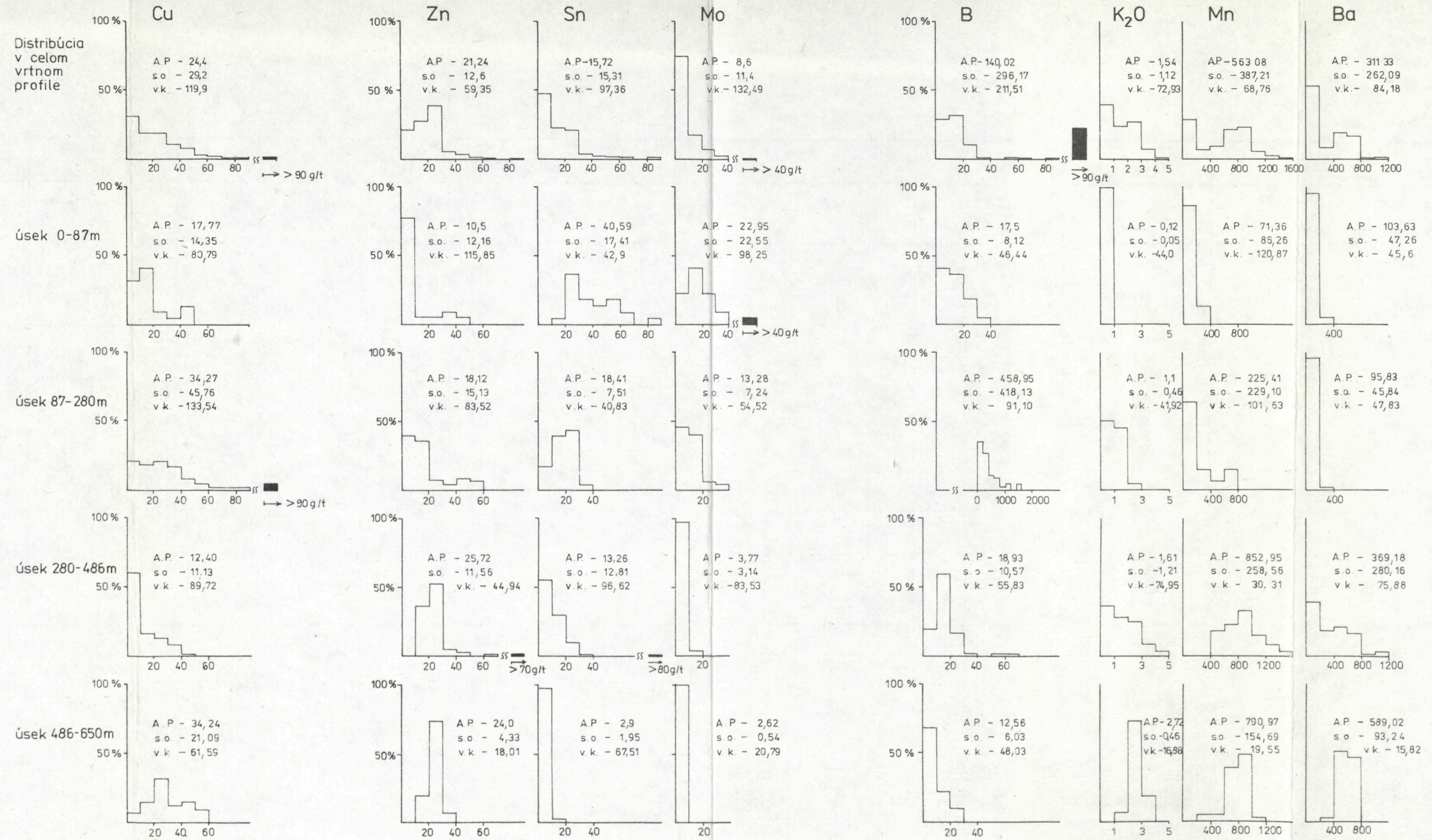
Vysvetlivky

- silicity (± zunyit)
 - argilizované silicity
 - argility
 - dioritový porfýr - propylitizovaný
- a.) slabo
b.) silno

- + prínos
- odnos
- x etalónová vzorka

* vplyv karbonatizácie (H₂O⁺ stanovené ako strata žíhaním)

Tab. 7b Hydrotermálne premeny a ich vzťah k chemickému zloženiu hornín v profile vrtu PO-1



Obr. 8 Distribúcia sledovaných prvkov vo vrte PO-1

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Vystupovanie Pb v profile vrtu a v jednotlivých vyčlenených zónach je výrazne deficitné, jeho obsahy sa pohybujú na hranici dôkazuschopnosti metodiky. Odráža sa to v aritmetickom priemere Pb v celom vrte $\bar{x} = 5,35$ ppm. Je to obsah niekoľkonásobne nižší než je udávaný fónový obsah pre intermediárne vulkany 15,71 (J. FORGÁČ—G. KUPČO 1975). Maximálna hodnota zaznamenaná v celom vrte bola 94 ppm v úseku 300—304 m, v širšej zóne intenzívnej hydrotermálnej brekciácie v úseku 296—316 m. Tu okrem maximálnej hodnoty boli zaznamenané vyššie obsahy, ktoré sa vymykajú z priemeru celého vrtu, čo je jediný prejav hydrotermálneho prínosu Pb vo vrte PO-1.

V I. zóne a v II. zóne sa obsahy Pb pohybujú na hranici dôkazuschopnosti, s maximálnymi obsahmi 5—10 ppm.

Zóna propylitizácie (III. a IV. úsek) vykazuje mierne zvýšené obsahy, nad medzu dôkazuschopnosti, s anomálnym úsekom v 300—304 m, s vypočítanou hranicou anomálie pre úsek III C.a. = 50,83 ppm (hranica anomálie pre celý vrt je nižšia — C.a. = 32,88).

Vzhľadom na to, že obsahy Pb neprekročili hranicu najnižšieho triedneho intervalu (s výnimkou 296—316 m), neuvádzame ani jeho distribučné diagramy.

Zn

Distribúcia Zn je podobná ako distribúcia Pb, s tým rozdielom, že obsahy sú vyššie ako u Pb. Aritmetický priemer pre celý vrt je 21,24 ppm, s najnižším variačným koeficientom zo všetkých sledovaných prvkov (59 %). Vypočítanú hodnotu prahu anomálie C.a. = 59,04 prekročili vzorky z úseku 296—304 m, s hodnotami obsahov do 88 ppm.

I. zóna má aritmetický priemer najnižší zo všetkých vyčlenených zón (10,5 ppm) a najvyšší variačný koeficient (116 %). Distribúcia Zn v tomto úseku je výrazne ovplyvnená nepravidelným rozmiestnením argilitov v silicitoch. Ílové minerály ľahko viažu na seba Zn. Napriek vysokému V.K. nevykazuje Zn anomálne hodnoty.

II. zóna má už vyššiu hodnotu aritmetického priemeru Zn — 18,12 ppm, s maximom 59 ppm, je však podstatne nižšia oproti priemernému obsahu argilitových zón na Javorí (J. ŠTOHL 1981), kde dosahuje priemernú hodnotu 121,42 ppm.

Zóna intenzívnej propylitizácie (III) má najvyšší priemerný obsah Zn — 25,72 ppm, s maximálnou hodnotou v rámci celého súboru vrtu 88 ppm, ktorá prekračuje vypočítanú hranicu anomálie súboru III (C.a. = 60,4 ppm) v úseku 300—304 m. Tento úsek je korelovateľný s anomáliou Pb a odráža sa aj v korelačnom vzťahu Pb—Zn.

V zóne strednej a slabej propylitizácie (IV) dosahuje aritmetický priemer Zn 24,0 ppm. Distribúcia Zn je vyrovnaná, o čom svedčí aj nízky koeficient variácie (18 %). V rámci tohto úseku neboli vyčlenené žiadne anomálne zóny.

Sn

Distribúcia Sn je výrazne odlišná od doteraz opísaných prvkov. Zreteľne sa v nej odráža vzťah Sn k vyčleneným zónam hydrotermálnych premien. Z tohto dôvodu je sledovanie distribúcie Sn inštruktážnejšie v rámci celého profilu vrtu.

Aritmetický priemer celého profilu vrtu dosahuje hodnotu 15,72 ppm so zvýšeným koeficientom variácie (97 %), ktorý reaguje na anomálne zóny v hĺbkach 8—13 m, 15,5—20,5 m a 22,6—27,4 m, kde obsahy Sn prekračujú vypočítanú hranicu anomálie C.a. = 61,65 ppm. Anomálne zóny z hľadiska celého súboru vzoriek však nie sú anomálne pri hodnotení I. zóny ako samostatného geochemického súboru. Aritmetický priemer tohto úseku dosiahol hodnotu 40,59 ppm. Hranicu anomálie C.a. = 92,82 ppm nedosiahla však ani jedna vzorka. I. zóna má oproti ostatným vyčleneným zónam najvyššie obsahy Sn, čo vyplýva z geochemickej väzby Sn na fáciu sekundárnych silícitov. Táto tendencia bola skonštatovaná aj na hydrotermálnych centrách v Javorí (J. ŠTOHL 1981).

II. zóna má výrazne nižší aritmetický priemer obsahu Sn — 18,41 ppm, pri vcelku vyrovnanej distribúcii s nízkym stupňom variability obsahov.

V zóne propylitov (III a IV) pokračuje výrazný pokles obsahov Sn s aritmetickými priemerami obsahov 13,26 ppm (III) a 2,90 (IV). V zóne intenzívnej propylitizácie je sledovateľná výraznejšia variabilita obsahov (V.K. = 97 %) reagujúca na kontrastnosť premien v tomto súbore.

Mo

Vystupovanie Mo v profile vrtu je tiež ovplyvnené jeho vzťahom a väzbou na zóny silicifikácie. Jeho distribúcia si zachováva podobný trend ako u Sn. Má pomerne veľký rozptyl hodnôt, s koeficientom variácie 132 %. Aritmetický priemer Mo je v celom vrtnom profile nízky, 8,6 ppm, ovplyvnený hlavne slabšie premenenými zónami, kde sa jeho obsahy pohybujú na hranici dôkazuschopnosti. V úseku 40—44 m prekročil obsah Mo hranicu anomálie stanovenú pre celý vrtný profil, C.a. = 42,8 ppm, absolútnou hodnotou obsahu 115 ppm, ktorá je anomálna aj pre samostatne definovaný geochemický súbor silícitov. Vzhľadom na vyšší priemerný obsah Mo (40,59 ppm) v tejto zóne je C.a. = 90,6 ppm. Zóna argilitov má už nižší priemerný obsah (18,41 ppm). V rámci tejto zóny obsahy Mo klesajú a postupne sa stabilizujú v nižších obsahoch, ktoré sú typické pre zónu propylitov (III a IV). Vzhľadom na to, že v týchto zónach sú už obsahy Mo v stopách (< 5 ppm), ojedinelé relatívne vyššie hodnoty obsahov (10—20 ppm) vystupujú v tomto prostredí anomálne (398—402 m, 410—414 m). Trend obsahov Mo v profile vrtu vzhľadom na hĺbku je teda výrazne klesajúci (obr. 10), podobný ako u prvku Sn, spôsobený podobnou geochemickou väzbou na zónu silícitov.

Bi

Vystupovanie Bi je výrazné (variačný koeficient 18,0 %), s maximom analyticky zachyteným len v zóne argilitov v širšej zóne 92—136 m, kde dosahujú maximálne hodnoty obsahu Bi 150 ppm (112—116 m). Všetky ostatné vzorky majú stanovený obsah Bi v stopách. Odrazom anomálneho vystupovania Bi v tomto úseku je aj samostatná minerálna forma vystupovania charakteru rozptýlených minerálov bizmutínu a rýdzeho bizmutu v argilitovo-silicitovom metasomatite.

B

Vystupovanie B v profile vrtu je špecifické, výrazne kontrastné (variačný koeficient 212 %) a úzko späté so zónou argilizácie (II), kde aritmetický priemer dosiahol hodnotu 458,95 ppm s minimálnym obsahom 10 ppm a maximálnym 1660 ppm, čo svedčí o výraznom prínose B do tejto zóny. Z geochemického charakteru vystupovanie B v celom profile vrtu sú v tejto zóne anomálne úseky, dané vypočítanou hranicou anomálie pre celý vrt C.a. = 1028,53 ppm, ktorú prekračujú obsahy B v úsekoch 96—100 m (1635 ppm), 104—108 m (1150 ppm), 116—120 m (1660 ppm), 132—136 m (1225 ppm), 200—204 m (1365 ppm). Z hľadiska distribúcie B v zóne argilitov ako samostatného geochemického súboru nedosahujú obsahy B anomálne hodnoty. C.a. pre tento úsek je 1713,34 ppm.

Bór ako vysoko prchavý prvok prechádza v značnej miere do hydrotermálnych roztokov a vulkanických výronov. Jeho koncentrácia v tomto úseku nám prakticky vyčleňuje zónu maximálnej cirkulácie hydrotermálnych roztokov. Keď sledujeme túto zónu vzhľadom na vystupovanie rudných prvkov Cu, Pb, Zn vidíme, že ich anomálne obsahy alebo kontrastnejšie formy vystupovania sú kontrolované touto zónou — Pb, Zn v jej podloží, Cu priamo v nej. Napriek vysokým obsahom B v tejto zóne (až 1600 ppm) neboli zistené minerálne fázy, na ktoré sa B viaže. Obsahy B v ostatných vyčlenených zónach — silicitovej (I) a zóne propylitov (III, IV) sú podstatne nižšie, s aritmetickými priemerami obsahov — 17,5 ppm (I), 18,03 ppm (III) a 12,56 ppm (IV), s hodnotami variačných koeficientov 46 % (I), 55 % (III) a 48 % (IV). V zóne intenzívnej propylitizácie (III), ktorú sme charakterizovali ako zónu s kontrastnými zmenami intenzity premien, vidíme vyznievanie celkovej anomálie B s anomálnym úsekom v 280—288 m (60—70 ppm) vzhľadom na vypočítanú hranicu anomálie pre tento úsek C.a. = 50,64 ppm.

Mn

Distribúcia Mn vykazuje už odlišný charakter od predchádzajúcich prvkov, ktoré boli výrazne ovplyvnené redistribúciou v rámci hydrotermálneho procesu. Mn je prvok viažuci sa na horninotvorné minerály. K jeho sledovaniu nás viedlo zistenie Mn sulfidickej mineralizácie na Javorí (E. ROJKOVIČOVÁ 1981), ktorá však vo vrte PO-1 nebola zistená.

V distribúcii Mn sa teda odráža vzťah hydrotermálneho procesu k horninovému prostrediu dioritových porfýrov odnosom Mn z tmavých horninotvorných minerálov — augitov, amfibolov, čím tiež indikuje intenzitu hydrotermálnych procesov.

V súbore vzoriek z celého vrtu dosahuje aritmetický priemer 563,08 ppm, s minimálnou hodnotou súboru 20 ppm a maximálnou 1410 ppm. V rámci zóny silicitov je jeho aritmetický priemer výrazne znížený — 71,36 ppm, s vysokým koeficientom variácie (121 %), ktorý odráža v rámci tejto zóny relatívne zvýšenie obsahov až do 300 ppm v úseku 0—32 m, spôsobené väzbou na oxidačnú zónu s hojným zastúpením limonitu.

V zóne argilitov je už aritmetický priemer vyšší, 225,41 ppm, signalizuje však stále veľké odnosy, ak uvažujeme o priemernom obsahu Mn v intermediárnych horninách 1200 ppm (A. P. VINOGRADOV 1962). Zóna propylitov III a IV má už porovnateľné obsahy s údajmi A. P. VINOGRADOVA (1962), 852,95 ppm pre zónu III a 790,97 ppm pre zónu IV, s maximálnymi hodnotami do 1410 ppm.

Ba

Distribúcia Ba podobne ako Mn je ovplyvnená odnosom v intenzívne premenených zónach. Preto aj aritmetický priemer pre celý súbor vzoriek je pomerne nízky (311,33 ppm) oproti údajom VINOGRADOVA (1962) pre intermediárne horniny — 650 ppm. K tejto hodnote sa približujú bazálne úseky propylitovej zóny s najnižším stupňom premeny — zóna propylitov IV s aritmetickým priemerom 589,02 ppm.

Distribúcia v jednotlivých úsekoch je vyrovnaná, s nízkymi koeficientmi variácie. Znížené obsahy v silnejšie premenených zónach sú odrazom úplnej premeny horninotvorných minerálov, v ktorých sa Ba izomorfne zastupuje s draslíkom, hlavne v draselných živcoch, čo sa zreteľne odráža aj vo vysokých korelačných koeficientoch K a Ba v zónach argilitovej a propylitovej.

K₂O

Z distribúcie K₂O je zreteľné, že v celom profile vrtu sa v slabej miere uplatnili procesy draselnej metasomatózy, čo bolo potvrdené aj mikroskopickým výskumom vzoriek. Adularizácia sa objavila až v nižších častiach vrtu, od hĺbky 551,5 m, zistená na základe mikroskopie. Adularizovaná je väčšinou základná hmota a je pravdepodobné, že lokálne maximá obsahov K₂O v metráži 458—462 m (5 %) a 474—478 m (4,78 %) sú tiež prejavom adularizácie nezachytenej výbrusovými vzorkami, hoci uvedené hodnoty nedosiahli hranicu anomálii pre úsek intenzívnej propylitizácie (III) C.a. = 5,24 %. Z hľadiska distribúcie v celom vrtnom profile je anomálny prvý úsek: 458—462 m. Hranica anomálie pre celý vrtný profil je C.a. = 4,9 %. Sledovaním obsahov K₂O v silikátových analýzach sa tiež potvrdil prínos K₂O v týchto úsekoch.

Ag, Sb, As, Hg v celom profile vrtu dosahovali obsahy na hranici dôkazuschopnosti analytickej metodiky.

Tabuľka 8 Matematicko-štatistické charakteristiky a korelačná matica súboru vzoriek z celého vrtného profilu PO-1 (272 analýz)

	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Bi	S	K ₂ O	Mn	Ba
AP	24,40	5,33	21,24	15,72	8,60	7,52	140,02	1,54	563,08	311,33
S.O	29,25	8,85	12,60	15,31	11,40	13,56	296,17	1,12	387,21	262,09
V.K.	119,91	166,04	59,36	97,36	132,49	180,19	211,51	72,93	68,76	84,18
MIN.	1,0	2,5	3,0	1,0	2,50	5,0	5,0	0,06	20,0	10,0
MAX.	309,0	94,0	88,0	90,0	115,0	150,0	1660,0	5,0	1410,0	1170,0
C.a.	112,15	32,88	59,04	61,65	42,8	48,2	1082,53	4,9	1724,71	1097,6
Cu	1,00									
Pb	0,00	1,00								
Zn	0,00	0,56	1,00							
Sn	-0,05	-0,05	-0,26	1,00						
Mo	0,03	-0,10	-0,35	0,43	1,00					
Bi	0,14	-0,04	-0,15	0,12	0,11	1,00				
B	0,05	-0,11	-0,23	0,12	0,19	0,42	1,00			
K ₂ O	0,14	-0,08	0,16	-0,61	-0,36	-0,02	-0,13	1,00		
Mn	-0,05	0,31	0,59	-0,43	-0,55	-0,23	-0,44	0,43	1,00	
Ba	0,06	-0,03	0,19	-0,55	-0,38	-0,15	-0,35	0,89	0,53	1,00

Tabuľka 9 Matematicko-štatistické charakteristiky a korelačná matica súboru vzoriek, I. zóna silicitová (22 vzoriek)

	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Bi	B	K ₂ O	Mn	Ba
AP	17,77	2,61	10,50	40,59	22,95		17,5	0,12	71,36	103,63
S.O	14,35	0,53	12,16	17,41	22,55	s	8,12	0,05	86,26	47,26
V.K.	80,79	20,39	115,75	42,90	98,25	t	46,44	44,0	120,87	45,60
MIN.	1,0	2,50	3,0	19,0	5,0	o	10,0	0,06	20,0	10,0
MAX.	48,0	5,0	43,0	86,0	115,0	p	35,0	0,28	300,0	240,0
C.a.	60,82	4,2	46,98	92,82	90,6	y	41,86	0,27	330,1	245,41
Cu	1,00									
Pb	0,47	1,00								
Zn	0,86	0,59	1,00							
Sn	0,45	0,58	0,76	1,00						
Mo	-0,10	0,02	-0,14	-0,03	1,00					
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
B	-0,13	-0,20	-0,36	-0,58	-0,25	0,00	1,00			
K ₂ O	0,53	0,12	0,66	0,46	-0,19	0,00	-0,32	1,00		
Mn	0,80	0,46	0,95	0,73	-0,10	0,00	-0,39	0,69	1,00	
Ba	0,30	0,03	-0,01	-0,24	-0,28	0,00	0,13	-0,13	-0,04	1,00

Hodnota už významného korelačného koeficientu pre 22 vzoriek pri hladine významnosti:

95 % (0,05) \pm 0,43

99 % (0,01) \pm 0,54

Tabuľka 10 Matematicko-štatistické charakteristiky a korelačná matica súboru vzoriek, II. zóna argilitová (48 vzoriek)

	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Bi	B	K ₂ O	Mn	Ba
AP	34,27	3,12	18,12	18,41	13,28	14,06	458,95	1,10	225,41	95,83
S.O	45,76	1,72	15,13	7,51	7,24	24,68	418,13	0,46	229,10	45,84
V.K	133,54	55,17	83,52	40,83	54,52	175,51	91,10	41,92	101,63	47,83
MIN.	4,0	2,5	4,0	6,0	2,50	5,0	10,0	0,10	20,0	40,0
MAX.	309,0	10,0	59,0	40,0	35,0	150,0	1660,0	2,38	710,0	270,0
C.a.	171,55	8,28	63,51	40,49	35,0	88,1	173,34	2,48	912,71	233,35
Cu	1,00									
Pb	0,09	1,00								
Zn	-0,08	0,15	1,00							
Sn	0,07	-0,09	-0,69	1,00						
Mo	0,08	-0,06	-0,41	0,49	1,00					
Bi	0,10	0,00	-0,18	0,39	0,13	1,00				
B	-0,13	-0,14	-0,27	0,28	0,11	0,31	1,00			
K ₂ O	0,00	-0,11	-0,37	0,38	0,37	0,23	0,23	1,00		
Mn	0,15	0,30	0,88	-0,69	-0,41	-0,23	-0,33	-0,38	1,00	
Ba	0,14	0,25	-0,17	0,16	0,19	0,04	-0,06	0,54	-0,15	1,00

Hodnota už významného korelačného koeficientu pre 48 vzoriek pri hladine významnosti:

95 % (0,05) \pm 0,29

99 % (0,01) \pm 0,37

Tabuľka 11 Matematicko-štatistické charakteristiky a korelačná matica súboru vzoriek, III. zóna intenzívnej propylitizácie (61 analýz)

	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Bi	B	K ₂ O	Mn	Ba
AP	12,40	8,59	25,72	13,26	3,77	s	18,93	1,61	852,95	369,18
S.O	11,13	14,08	11,56	12,81	3,14	t	10,57	1,21	258,56	280,16
V.K	89,7	163,79	44,94	96,62	83,53	o	55,83	74,95	30,31	75,88
MIN.	2,0	2,5	14,0	3,0	2,5	p	10,0	0,10	430,0	30,0
MAX.	47,0	94,0	88,0	90,0	20,0	y	70,0	5,0	1410,0	1170,0
C.a.	45,79	50,83	60,4	51,69	13,9		50,64	5,24	1628,63	1209,6
Cu	1,00									
Pb	0,33	1,00								
Zn	0,39	0,88	1,00							
Sn	-0,26	0,04	0,01	1,00						
Mo	0,09	0,13	0,14	-0,09	1,00					
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
B	-0,17	-0,18	0,02	0,02	-0,07	0,0	1,00			
K ₂ O	0,54	-0,23	-0,10	-0,45	0,04	0,0	-0,04	1,00		
Mn	0,14	0,29	0,26	0,33	-0,16	0,0	-0,30	-0,12	1,00	
Ba	0,50	-0,22	-0,10	-0,39	0,05	0,0	-0,17	0,95	-0,04	1,00

Hodnota už významného korelačného koeficientu pre 61 vzoriek pri hladine významnosti:

95 % (0,05) \pm 0,26

99 % (0,01) \pm 0,33

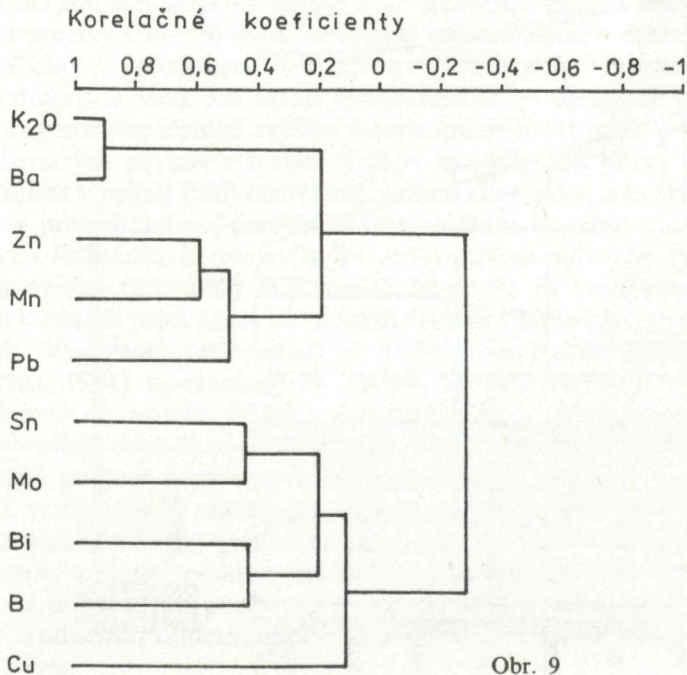
Tabuľka 12 Matematicko-štatistické charakteristiky a korelačná matica súboru vzoriek, IV. zóny a slabej propylitizácie (41 analýz)

	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Bi	B	K ₂ O	Mn	Ba
A.P	34,24	4,52	24,00	2,50	2,62	s	12,56	2,72	790,97	589,02
S.O	21,09	2,74	4,33	1,95	0,54	t	6,03	0,46	154,69	93,24
V.K	61,59	60,67	18,04	67,51	20,79	o	48,03	16,88	19,55	15,82
MIN.	5,0	2,50	17,00	1,00	2,50	p	5,0	1,22	330,0	390,0
MAX.	107,0	18,0	37,00	11,0	5,0	y	30,0	3,96	1170,0	790,0
C.a.	97,51	12,74	36,99	8,75	4,24		30,65	4,10	1255,04	868,74
Cu	1,00									
Pb	0,09	1,00								
Zn	-0,25	0,21	1,00							
Sn	0,03	-0,01	0,03	1,00						
Mo	0,18	0,02	0,29	0,06	1,00					
Bi	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
B	0,10	0,05	0,06	0,77	0,09	0,0	1,00			
K ₂ O	-0,10	0,0	0,50	-0,22	0,13	0,0	-0,15	1,00		
Mn	-0,18	0,02	0,57	0,26	0,22	0,0	0,15	0,57	1,00	
Ba	0,0	0,2	0,42	0,30	0,21	0,0	0,32	0,36	0,40	1,00

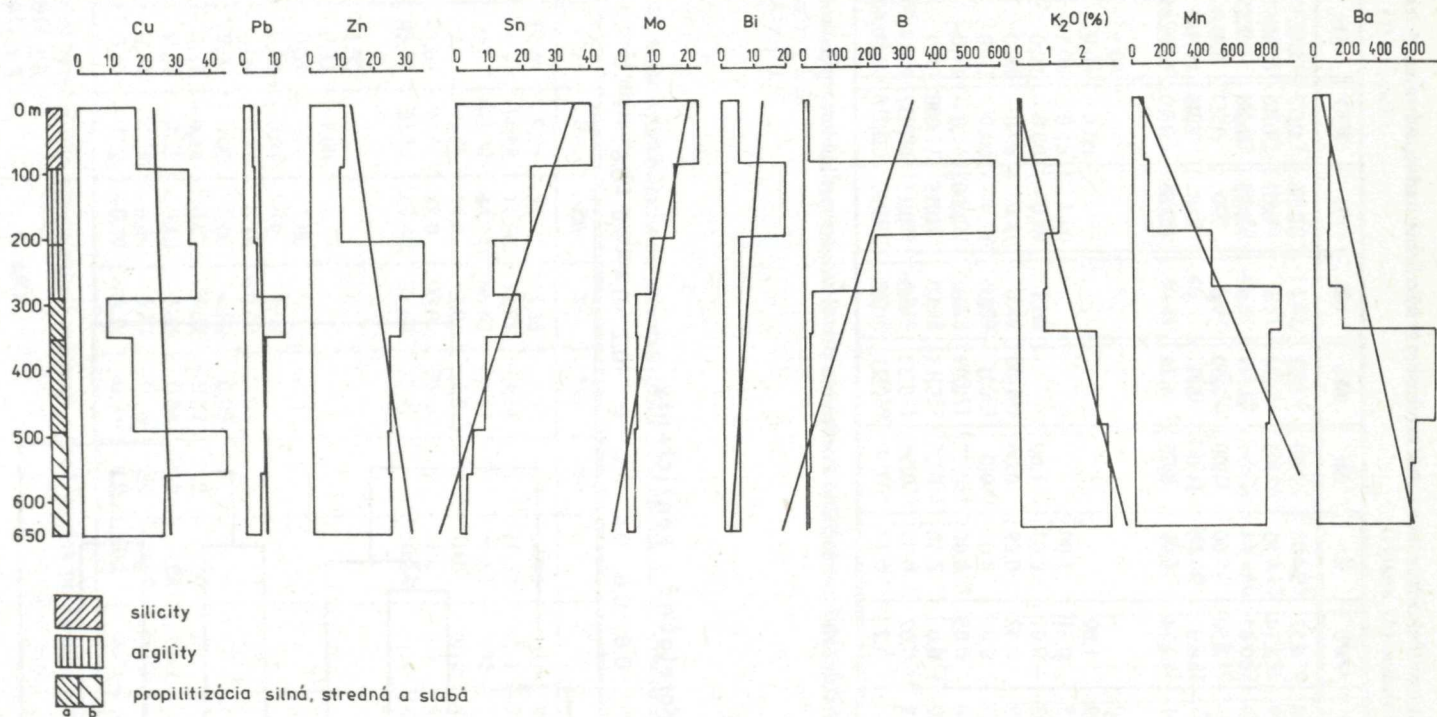
Hodnota už významného korelačného koeficientu pre 41 vzoriek pri hladine významnosti:

95 % $\pm 0,31$

99 % $\pm 0,40$



Obr. 9



Obr. 10 Trend obsahov sledovaných prvkov v závislosti na hĺbke vo vrte PO-1 (v ppm)

Záverom môžeme konštatovať, že distribúcia sledovaných prvkov je výrazne ovplyvnená hydrotermálnym procesom, ktorého výsledkom je existencia vyčlenených zón hydrotermálnych premien. Vystupovanie prvkov v týchto zónach je dané ich vzájomnými genetickými vzťahmi — Sn, Mo, (\pm Bi) v najintenzívnejšie premenených zónach a pokles ich obsahov so stupňom hydrotermálnej premeny; prejavy migrácie a remobilizácie hlavne u prvkov Pb-Zn, Cu, B; odraz intenzity premien v odnose (prínose) horninotvorných kysličníkov.

Vzájomné korelačné vzťahy medzi jednotlivými prvkami boli sledované v každej vyčlenenej zóne (sú vyjadrené korelačnými maticami v tab. 8—12). Významnejšie z hľadiska genetického je sledovanie korelačných vzťahov v rámci celého vrtnu (tab. 8). Dendrogram združovacej analýzy (obr. 9) vyčleňuje skupiny prvkov, ktoré spája genetická alebo paragenetická väzba: K_2O —Ba; Zn—Mn; Sn—Mo—Bi—B; Cu. Zaujímavé je postavenie Cu, ktoré stojí úplne samostatne alebo presnejšie povedané na nízkej korelačnej úrovni s ostatnými sledovanými prvkami.

Metalogenetický vývoj

Z piatich etáp vulkanotektonického vývoja centrálnej vulkanickej zóny definovaných L. DUBLANOM (1981) mali k metalogenéze najväčší vzťah tretia etapa späť so vznikom strelnickej formácie a posledná etapa späť s intrúziami dioritových porfýrov až dioritov.

V rámci starších mapovacích prác (L. KOPECKÝ 1952, J. HÚSENICA 1966) boli opísané prejavy Cu—Pb—Zn sulfidickej mineralizácie v centrálnej vulkanickej zóne. Šlichová prospekcia J. VALACHA (1965) a M. BÖHMERA—B. ANTALA (1981) dokázala však len slabú mineralizáciu — ojedinelé výskyty rumelky, pyritu a spektrálne zistené zvýšené koncentrácie niektorých prvkov. V distribúcii sledovaných prvkov z frakcií šlichov sa vyčleňujú prvky Cu, Mo, Pb, Zn dominujúce v južnej časti centrálnej vulkanickej zóny, Sn, W, Bi v intruzívnej zóne a v juhovýchodnej časti centrálnej vulkanickej zóny. Časť, ktorú buduje strelnícka formácia, sa prejavila len nevýraznými indíciami Au, Ag, (Sb, As). V celej oblasti centrálnej vulkanickej zóny nie sú evidované väčšie prejavy starých kutacích prác, ktoré sú vážnym historickým kritériom pri prospekčných prácach. Vyslovený predpoklad o slabom erozívnom zreze (M. BÖHMER—B. ANTAL 1981) upozorňuje na možné výskyty rudných akumulácií, ktoré nevystupujú na povrch. Pôdnou geochemickou prospekciou a litogeochemiou boli potvrdené drobné anomálne zóny, ktoré nepriamo potvrdzujú spomínané nevýrazné prejavy zrudnenia a jeho priestorovú zonalitu v rámci intruzívnej zóny. Z vrtných prác realizovaných v rámci mapovania centrálnej vulkanickej zóny zachytili identifikovateľné prejavy zrudnenia len vrty D-8 a D-9 a vrt PO-1, realizovaný v rámci metalogenetického výskumu. Vrt D-9 vítaný v prikontaktnnej zóne dioritového porfýru a ryodacitového porfýru zachytil geochemické indicie zrudnenia, mineralogicky bola opísaná len pyritizácia s maximom do hĺbky 44 m.

Priemerný obsah sledovaných prvkov (ppm):		
Cu — 132	max. obsah 1400	min. obsah 3
Pb — 42,5	360	3
Zn — 59,4	475	5
Ag — 0,8	2,7	0,1

Prvou konkrétne mineralogicky dokumentovanou a opísanou mineralizáciou z vrtných prác realizovaných na Poľane bola polymetalická mineralizácia zistená M. KODĚROM (in L. DUBLAN a kol. 1978) vo vrte D-8.

Mineralizácia bola zistená v metrži 660—708,6 m, viazaná na tenké žilky o hrúbke do 2 cm priamo v dioritových porfýroch. Podľa charakteru výplne žiliek M. KODĚRA (l. c.) rozlíšil nasledovné typy:

- epidotovo-karbonatické s pyritom;
- kremeňovo-sericitické s pyritom, markazitom a ojedinelým sfaleritom;
- kremeňovo-polymetalické s pyritom, markazitom, galenitom a sfaleritom;

- karbonatické žilky (\pm kremeň, \pm pyrit);
- karbonatické žilky so sadrovcem a anhydritom, \pm pyrit.

Pravdepodobná postupnosť mineralizácie:

- epidotovo-karbonátovo-kremenná mineralizácia s pyritom;
- kremeňovo-polymetalická mineralizácia;
- karbonátovo-síranová mineralizácia.

Celá mineralizácia, s výnimkou epidotických žiliek, má výrazne nízkotermálny charakter — pyrit a markazit vznikli z koloidných roztokov, chýba chalkopyrit, sfalerit je bez odmiešania chalkopyritu, značne sa uplatnili karbonáty a sírany (sadrovec, anhydrit).

Vrt PO-1, ktorého mineralogickú, petrografickú a geochemickú charakteristiku podávame v našom príspevku, potvrdil indičnú mineralizáciu s maximálnymi obsahmi rudných prvkov

Cu — 309 ppm (124—128 m)	priem. obsah 24,24 ppm
Pb — 94 ppm (300—304 m)	5,33 ppm
Zn — 88 ppm (300—304 m)	21,24 ppm
Mo — 115 ppm (40—44 m)	8,6 ppm
Bi — 150 ppm (112—116 m)	7,22 ppm
Sn — 86 ppm (15,5—20,5 m)	15,72 ppm

Ak tieto obsahy porovnáme s fónovými obsahmi pre intermediárne horniny Cu 35 ppm (VINOGRADOV 1962)

38,65 ppm (FORGÁČ—KUPČO 1975)

Pb 13—15 ppm (VINOGRADOV 1962)

15,71 ppm (FORGÁČ—KUPČO 1975)

Zn 89,78 ppm (FORGÁČ—KUPČO 1975),

vidíme, že pri hydrotermálnom procese došlo k ich výnosu, čo svedčí o deficite týchto kovov v hydrotermálnych roztokoch. Vyššie priemerné obsahy Mo, Bi, Sn oproti údajom VINOGRADOVA l. c. (0,9 ppm Mo; 0,01 ppm Bi; 1,5 ppm Sn) sú výsledkom mobility týchto prvkov v pomagmatických štádiách a ich väzby

na metasomatity v okolí intruzívnych telies. Táto tendencia bola potvrdená aj geochemickým štúdiom v hydrotermálne premenených zónach Javoria (J. ŠTOHL 1981).

Významným produktom hydrotermálnej aktivity sú výskyty zunyitu do 84,8 m. Priemerný obsah Al_2O_3 v tejto zóne dosahuje 41,71 %, s maximom 57,04 %. Vzhľadom na to, že v súčasnosti je už známa technológia výroby hliníka zo zunyitových silicítov, predstavuje zóna kremeňovo-zunyitová v profile vrtu a v povrchových odkryvoch typ netradičnej Al suroviny.

Z uvedeného vyplýva, že metalogenetický odraz vulkanotektonickej aktivity je nevýrazný, priestorovo viazaný na kalderovú štruktúru v priestoroch intruzívneho komplexu, s areálnymi hydrotermálnymi premenami typu chloritizácie, sericitizácie, silicifikácie, epidotizácie, pyritizácie a hydrotermálnymi premenami viazanými na úzke tektonické zóny s argilitmi a sekundárnymi silicitmi s opísanou minerálnou asociáciou metasomatitov a indíciami rudnej mineralizácie.

Na základe poznatkov získaných v priebehu základného geologického a metalogenetického výskumu môžeme v centrálnej vulkanickej zóne vyčleniť nasledovné etapy mineralizácie:

I. mineralizačná etapa spätá s formovaním intruzívneho komplexu dioritových porfýrov a dioritov s indíciami mineralizácie v:

a) magmatickom štádiu (magnetit, hematit)

b) neskoromagmatickom štádiu spätom s prenikmi neskoromagmatických aplitických diferenciátov, časovo sa prekrývajúca s hydrotermálnym štádiom (Pb—Zn, Cu, Bi), s poklesom termality až po nízkotermálnu karbonátovo-síranovú mineralizáciu, s ktorou súvisí aj vznik súboru premien vyššie opísanej intenzívnej argilizácie.

II. Au—Ag, Sb, As mineralizácia vyčlenená na základe geochemických indícií M. BÖHMERA—B. ANTALA (1981), priestorovo spätá s vystupovaním strelnickej formácie. Vekové zaradenie je vzhľadom na nesúlad K—Ar datovania strelnickej formácie (15,2 mil. rokov) s geologickou pozíciou sporné.

Záver

V priebehu výstupu dioritovej magmy a jej umiestnenia prebehla slabá diferenciácia, ktorej výsledkom sú preniky aplitických diferenciátov v neskoromagmatickom štádiu. V miestach ich maximálneho nahromadenia dochádza ich vplyvom k reakcii medzi aplitmi a okolitým prostredím, pričom vzniká asociácia metasomatických minerálov — diopsid, endiopsid, salit, wollastonit, kremeň, bázický plagioklas, granát, apatit, titanit, siderit.

— Následná hydrotermálna aktivita, vyvolaná chladnúcim telesom dioritového porfýru, vytvorila podmienky pre redistribúciu mobilných prvkov (tab. 8, obr. 5), výsledkom ktorej sú nové minerálne asociácie s horizontálnou aj vertikálnou zonálnosťou.

— V rámci tejto zonálnosti sme vyčlenili zónu kremeňovo-zunyito-

vú s typickou minerálnou asociáciou kremeň, zunyit ± topás ± kaolinit, diaspor; zónu argilitových silicitov s minerálnou asociáciou kaolinit, dickit, hallozyt, pyrofylyt, illit, montmorillonit ± diaspor ± alunit; zónu argilitov s reliktnými vulkanogénnymi štruktúrami s minerálnou asociáciou kremeň, sericit, kaolinit, illit, montmorillonit, alunit, chlorit vystupujúcimi vo forme pseudomorfóz po pôvodných výrastliciach; zónu propylitov, kde pôvodné minerály dioritového porfýru boli nahradené sekundárnymi minerálmi chlorit, aktinolit, kremeň, karbonát, epidot, sericit a ílové minerály. Intenzita premeny je nerovnomerná, s hĺbkou sa však znižuje.

— Výsledkom magmatického a hydrotermálneho procesu je aj prítomnosť nevýraznej rudnej mineralizácie reprezentovanej minerálmi magmatického štádia (magnetit ± titanomagnetit, hematit), staršieho hydrotermálneho štádia (pyrit, pyrotín, chalkopyrit, sfalerit, markazit, bizmutín, rýdzi bizmut) a mladšieho hydrotermálneho štádia (siderit, kalcit, dolomit, sadrovec, anhydrit). Maximum sulfidickej mineralizácie je viazané na silnejšie premenené zóny argilitov a silicitov, v rámci zóny propylitovej zase na úseky s intenzívnymi premenami. Smerom k slabšie premeneným zónam dioritového porfýru je sulfidická mineralizácia slabá, s ojedinelými vtrúseninami pyritu, chalkopyritu, prevláda tu magnetit a ilmenit. Celkový charakter mineralizácie je indičný, bez významnejších akumulácií rudných minerálov, čo sa odrazilo aj pri geochemickom štúdiu profilu vrtu. Distribúcia sledovaných prvkov v rámci vyčlenených zón hydrotermálnych premien je výrazne ovplyvnená migračnými procesmi s maximálnymi obsahmi Cu — 309 ppm, Pb — 94 ppm, Zn — 88 ppm, Mo — 115 ppm, Bi — 150 ppm, Sn — 86 ppm.

— Metalogenetický odraz vulkanotektonickej aktivity je teda nevýrazný, priestorovo viazaný na kalderovú štruktúru v priestoroch intruzívneho komplexu. Pozitívnym výsledkom sú akumulácie zunyitu v rámci zóny kremenno-zunytitej, ktoré môžu predstavovať typ netradičnej Al suroviny.

Literatúra

- BÖHMER, M.—ŠÍMOVÁ, M. 1976: Kontaktné metasomatická aureola miocénnych intruzív v Kremnických horách. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 30, Bratislava, 119—137.
- BÖHMER, M.—ANTAL, B. 1981: Šlichový a metalometrický výskum Javoria a Poľany. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DUBLAN, L. a kol. 1978: Štruktúrny vrt D-8 (Poľana). — Archív Geofondu Bratislava.
- DUBLAN, L. a kol. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Poľana. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DUBLAN, L. 1981: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36 411 (Poľana). — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J.—KUPČO, G. 1975: Distribúcia a vzájomné vzťahy ekonomických prvkov v neovulkanitoch Slovenska. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HÚSENICA, J. 1958: Príspevok ku geologickej stavbe polygénnej sopky Poľany. — Geol. Práce, Zoš. 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—ŠEFARA, J. 1978: Štruktúrno-vulkanická schéma stredoslovenských neovulkanitov v merítke 1:100 000. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1:100 000. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — Západ. Karp. Sér. Geol. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOPECKÝ, M. 1952: Zpráva o orientačným geologickém mapování na Polaně sev. od Detvy. — Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol., Praha.
- KOPECKÝ, M. 1954: Zpráva o přehledném geologickém mapování v sev. části Pořany sev. od Detvy. — Zpr. geol. Výzk. Úst. geol., Praha.
- KOSTOV, I. 1971: Mineralogia. — Moskva, Izd. Mir, 584.
- MARKOVÁ, M. 1981: Mineralogicko-petrografický výskum sekundárnych hydrokvarcítov v centrálnej zóne vulkanického aparátu Javorie. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M.—ŠTOHL, J. 1978: Niektoré nové poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka—Viglašská Huta (stredoslovenské neovulkanity). — Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. 5, Bratislava, 109—144.
- MEYER, CH.—HEMLEY, J. J. 1967: Wall-rock alternation in Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York (In SIEMS, P. L.—BUSH, J. H.—BOUNISCHEN, B. 1982: Hydrothermal alteration for mineral exploration workshop. — College of Mines and Earth resources Institute. University of Idaho.
- ONAČILA, D. a kol. 1985: Metalogenetický výskum centrálnej zóny Pořany. — Záv. správa, Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POLDEVAART, A.—HESS, H. H. 1951: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. — J. Geol. 59, 472.
- RODONOVA, T. G.—KARADŽOVA, B. 1968: O rychlych agregatoh topaza iz vtoričnyh kvarcítov Srednegorija. — Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2, 97, Leningrad, 351—394.
- ROJKOVIČOVÁ, E. 1981: Štúdium prejavov rudnej mineralizácie v pohorí Javorie (in J. ŠTOHL et al. 1981: Metalogenéza Javoria.) — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠÍMOVÁ, M. 1974: Manifestation of contact metamorphism in the NW part of Slovenské stredohorie Mts. — Geol. Zbor., Geol. carpath. XXV, 2, Bratislava, 287—296.
- ŠTOHL, J. a kol. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183.
- ŠTOHL, J. a kol. 1985: Zhodnotenie prognóz Cu (Pb—Zn) zrudnení v oblasti Javoria (Stožok-Klokoč) a Pořany. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- THEODORE, T. G.—BLAKE, D. W. 1978: Geology and Geochemistry of the West Ore Body and Associated Skarns, Copper Canyon Porphyry Copper Deposits, Lander County, Nevada. — Geol. Surv. profess. Pap. 798 — C, Washington, 1—85.
- VALACH, J. 1965: Zpráva o šlichometrickej prospekcií oblasti Pořany. — Zprávy o geol. výskumoch v roku 1964, 2, slov., Bratislava, 18.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Srednyje soderžanija chimičeskich elementov v glavnyh tipoh izveržených gorných porod zemnej kory. — Geochimija 7, Moskva.

DUŠAN ONAČILA—VIERA HOJSTRIČOVÁ—MAGDA MARKOVÁ

Manifestations of hydrothermal activity in the central volcanic zone of Pořana and their relation to metallogenesis

Summary

The paper presents results of the study of hydrothermal activity in the Pořana central volcanic zone — in the area of its most intensive development (surroundings of the elevation point Šafranička, surficial lithological profiles, bore-hole PO-1 and D-8), products of which have a zonal character depending on the evolution of the magmatic process.

The aim of the study was to characterize zonality of the hydrothermal alterations and to show their relation to the metallogenesis of the region.

Mineralogical and petrographical characteristics of the altered rocks and its depth zonality was carried out using the RTG-diffraction analysis, differential thermic analysis, complex silicate analyses, thin and polished sections, and quantitative standardless analyses with the ZAF correction (made on Edax).

The above-mentioned methods gave characteristics of principal minerals of the magmatic, metasomatic and hydrothermal stage. Further their geochemical characteristics, based on the distribution of Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Bi, Ag, Mn, B, Be and principal rock-forming oxides was defined in the distinguished hydrothermal zones. Acquired data contributed to the information on metallogenetic development of the Pofana central volcanic zone.

The mineralogical and petrographical composition of the altered rocks and their depth zonality, studied in the area of the hydrothermal centre Šafranička, was provoked by a cooling body of diorite porphyry. On the surface this activity leads to the formation of 3 zones, distinguished on the basis of silicate analyses corresponding, according to CH. MEYER—J. J. HEMLEY (1967), to the zone of intensive argillization, with an adequate mineral association (tab. 6).

Studying the profile of the bore-hole PO-1 four essential zones of hydrothermal alteration can be distinguished vertically:

- I. 0,0—84,8 m quartz — zunyite zone
- II. 84,8—216,5 m zone of argillized silicates
- III. 216,5—285,9 m argillic zone (with relict volcanic textures)
- IV. 285,9—650,0 m propylitic zone

According to the projection of values from silicate analyses (fig. 6) and the following mineral association — quartz, zunyite, \pm topaz, \pm kaolinite, \pm diaspore, \pm pyrophyllite, \pm dickite together with ore minerals — limonite, magnetite, pyrite, marcasite, pyrrhotine and rutile the I. zone is assigned to the zone of intensive argillization.

In the profile of the zone of intensive argillization, i.e. of the quartz — zunyite zone, parts (mainly in the basal parts of the formation), where kaolinite predominates over zunyite were recognized. This can be explained by environmental changes, similarly as in the case of sericite alteration it was stated by CH. MEYER—J. J. HEMLEY (1967). They (i.c.) report, that in an environment rich in F the association topaz + quartz + zunyite originates, while an environment rich in K leads to the formation of K and K—Al silicates. According to the above-mentioned authors this association is stable at pressure 1 kb and temperature under 300°C. At temperature over 300°C kaolinite and quartz would alter to pyrophyllite and pyrophyllite to andalusite and quartz at 400°C. In this zone, the chemical composition and balance of rock-forming oxides (tab. 8) differs most from the etalon sample of a least altered rock (540,2 m). SiO₂, FeO, MnO, CaO, MgO, Na₂O and K₂O are carried away most considerably. It seems remarkable, that in the zone of silicification SiO₂ is being carried away. It is due to an uneven distribution of quartz in the polymineral metasomatite. Contents of Fe₂O₃ and Al₂O₃ increase (the increase of Al₂O₃ leads up to the formation of a monomineral zunyitite). In the depth from 90,2 to 216,5 m the quartz — zunyite zone passes to the II. zone, characterized by a predominance of argillaceous minerals of a varied composition: kaolinite, dickite, sporadic halloyzite and pyrophyllite, illite with montmorillonite, diaspore, rare alunite, \pm chlorite, \pm sericite, \pm biotite and rare topaz. This zone takes up the central part of the upper fifth of the Meyer-Hemley diagram.

In the classification of the above-mentioned authors it is the "intermediate argillic alteration", characteristic of the occurrence of argillaceous minerals of the montmorillonite group in addition to the kaolinite group. This mineral association, together with the ore minerals (pyrite, marcasite, pyrrhotine, chalcopyrite, bismutite, pure bismuth, magnetite, ilmenite, hematite, rutile and siderite) reflects a distinct decrease of the carrying away of TiO₂, FeO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O. MgO even increases (Mg-chlorite), SiO₂ and Al₂O₃ display only inexpressive deviation from the etalon sample.

The argillic zone with relict volcanic textures represents a gradual dwindling of the intensive hydrothermal alterations. Original minerals are replaced by chlorite, sericite, kaolinite, epidote; actinolite and secondary biotite occur, carbonate — calcite and dolomite contents increase.

This association of newly-formed minerals corresponds to the propylitic alteration. With the exception of epidote, found in deeper parts of this zone, it includes all minerals characteristic of the propylitic alteration, i.e. chlorite, septochlorite, carbonates.

From ore minerals pyrite, pyrrhotine, marcasite, chalcopyrite, magnetite, hematite and rutile are

present. In the ACF—AKF diagram this zone is represented by an individual field above the central part of the diagram. The balance of rock-forming oxides is characteristic of inexpressive carrying away of Al_2O_3 , Fe_2O_3 and FeO . For Na_2O and K_2O it is the boundary depth of more distinct carrying away. CaO and MgO show considerable increase in comparison with the preceding sections (carbonatization) and stabilization of contents in the field of SiO_2 admixtures; Al_2O_3 and TiO_2 are carried away inexpressively.

The propylitic zone is characteristic of the mineral association of secondary minerals as follows — chlorite, actinolite, quartz, carbonates, epidote in the basal part with adular; from ore minerals pyrite, chalcopyrite, magnetite, hematite and ilmenite are present. Contents of rock-forming oxides preserve their initial trends of inexpressive relative carrying away (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO) and of relative addition (MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O) in harmony with the lower grade of alteration and manifestations of K and Ca-metasomatism. The projection of samples from this zone in the ACF—AFK diagram has 2 symmetrical fields, (a, b), where these two metasomatisms take place.

Within the propylitic zone aplitic differentiates, penetrating the body of diorite porphyry in the form of irregular veinlets and bunches, bring attention. We consider them as relics of diorite magma activated during the late-magmatic stage of the evolution of the diorite intrusion.

In parts, where aplitic injections are most abundant (285,9—386,4 m), an association of metasomatic minerals originated under the influence of recrystallizational and metasomatic effects of a fluid leaking from the late-magmatic differentiates. Monocline pyroxene corresponding to diopside, endiopside and salite dominates, accompanied by wollastonite, quartz, basic plagioclase, garnet, apatite, titanite and carbonate (siderite). The resulting rock is of a lepidogranoblastic to granoblastic texture, distinctly resembling (similarly as the mineral association) rocks of the pyroxene hornfels facies (tab. 21).

However, the origin of these rocks is usually allied to contact metasomatism of carbonate rocks—representing the source of Ca necessary for the formation of a Ca-metasomatic mineral association.

But in our case there are neither geological assumptions nor petrographic indications pointing out to the presence of carbonates underlying the Pofana neovolcanic complex.

We presume, that the body of diorite porphyry itself was the source of the missing elements (mainly of Ca).

The mineral association of the Ca-metasomatites and propylites is affected by a superimposed, evidently youngest — hydrothermal stage of alteration.

Slight indications of K-metasomatism resulting in sporadical occurrences of fine-flaky secondary biotite (plate V, fig. 4) and to a more frequent plagioclase and groundmass adularization, characterize the higher-temperature stage.

The final stage of low-temperature hydrothermal activity is represented by chlorite, actinolite, epidote, quartz, carbonate, gypsum and fluorite. They form pseudomorphs after phenocrysts, replace the groundmass and frequently fill up veinlets and caverns. In this stage there is also a partial uraltization of salites.

Time succession of the individual alterations is impossible to reconstruct from recently available data. It concerns the propylitic stage and the Ca-metasomatism, related to the penetration of aplitic differentiates. This relation was effaced by the youngest — hydrothermal alteration.

Geochemical characteristics of the distinguished alteration zones

The distribution of the studied elements is considerably influenced by the hydrothermal process, resulting in the formation of the distinguished zones of hydrothermal alterations. Presence of elements within these zones is conditioned on their mutual genetic relationships — Sn, Mo (\pm Bi) in the most intensively altered zones and their content decrease depending on the grade of hydrothermal alteration, migration and remobilization of elements, mainly Pb—Zn, Cu, B, alteration intensity in relation to carrying away (addition) of rock-forming oxides.

Mutual correlative relations between individual elements were studied in each of the distinguished zones (they are expressed by correlative matrices in tab. 9—12). The study of the correlative

relations within the whole bore-hole (tab. 8) is important from the genetical point of view. Dendrogram of a grouping analysis (fig. 9) distinguishes groups of elements being bound by genetic or paragenetic bindings: K_2O —Ba, Zn—Mn—Pb, Sn—Mo—Bi—B, Cu. Cu is interesting because of its independent position, being on a low correlative level with the rest of the studied elements.

Metallogenetic development

The magmatic and hydrothermal processes result in the formation of an inexpressive ore mineralization represented by minerals of the magmatic stage (magnetite \pm titanomagnetite, hematite), the older hydrothermal stage (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, sfalerite, marcasite, bismutite, pure bismuth) and the younger hydrothermal stage (siderite, calcite, dolomite, gypsum, anhydrite). Maximum of the sulphide mineralization is allied to the more altered zones of argillites and silicites and intensively altered parts of the propylitic zone. The sulphide mineralization decreases in direction to the less altered zones of the diorite porphyry; pyrite, chalcopyrite are dispersed sporadically, magnetite and ilmenite predominate. The general character of the mineralization is indicative, without more considerable accumulations of ore minerals. The distribution of the studied elements within the distinguished zones of hydrothermal alteration is expressively affected by processes of migration, of the following maximal contents — Cu — 309 ppm, Pb — 94 ppm, Zn — 88 ppm, Mo — 115 ppm, Bi — 150 ppm, Sn — 86 ppm.

The metallogenetic reflection of volcanotectonic activity is hence inexpressive, spatially allied to a caldera structure in the area of the intrusive complex. Positive are only accumulations of zunyite within the quartz — zunyite zone, representing possible untraditional Al raw material.

Confrontation of all existing research works concerning the Poľana central volcanic zone enabled the distinguishing of mineral stages as follows:

I. mineralization stage related to the formation of the intrusive complex of diorite porphyries and diorites with indications of mineralization in the

a) magmatic stage

b) late-magmatic stage related to injections of late-magmatic aplitic differentiates, coinciding with the hydrothermal stage (Pb—Zn, Cu, Bi) of a thermality fall up to low-temperature carbonate-sulphate mineralization, with which also the above-described intensive argillization is bound.

II. Au—Ag, Sb, As mineralization distinguished on the basis of geochemical indications of M. BÖHMER—B. ANTAL (1981), spatially bound to the Strelníky Formation.

Explanations to the figures in the text

Fig. 1 Veľká Detva Formation: Complex Kopa, 1 — lava flows of pyroxene andesites \pm hornblende and volcanoclastics. Complex Šafranička, 2a — pyroxene diorite porphyries, 2b — pyroxene andesite porphyries \pm hornblende; Abčina Formation, 3 — breccias, conglomerates, sandy tuffs; Strelníky Formation (rhyodacite volcanism \pm garnet), 4a — lava flows and extrusions, 4b — dykes, 4c — autoclastic breccias, 4d — epiclastic sandstones and redeposited tuffs; Šutovka Formation: Complex Dudáš, 5a — bedded intrusions of pyroxene andesite porphyries, 5b — autoclastic breccias, 5c — epiclastic breccias and conglomerates; Kurenec complex, 5d — lava flows of pyroxene andesite \pm hornblende, 5e — intrusions of andesite porphyries, 5f — volcanoclastics, 6 — argillization, 7 — caldera fault, 8 — faults.

Fig. 2 1 — slightly altered samples of a relict volcanic texture, 2 — moderately altered samples with predominance of SiO_2 , 3 — intensively altered samples with zunyite to monomineral zunyites, 4 — diorite porphyry, 5 — hydrothermal alterations.

Fig. 4 1 — wollastonite, 2 — mixtures of solid solutions, 3 — diopside, 4 — endiopside, 5 — salite.

Fig. 5 1 — orthoclase from diorite porphyry, 2 — adular, 3 — plagioclase from diorite porphyry, 4 — plagioclase from aplite, 5 — plagioclase from metasomatites.

Fig. 6 Projection of values of silicate analyses from the bore-hole PO-1 in the ACF—AKF diagram forms fields corresponding in the sense of C. MEYER—J. HEMLEY (1967) to the zones; 1 — zone of intensive argillization, 2 — zone of "intermediate argillitic alteration", 3 — intermediate zone, in which both argillization and propylitization take place; by mineral association it corresponds to the argillic zone with relict volcanic textures, 4 — propylitic zone with manifestations of K-metasomatism (4a) and Ca-metasomatism (4b) induced by aplitic differentiates of diorite porphyry.

- Tab. 1a Petrography and mineralogy of metasomatites from the surficial profile Šafranička
Tab. 1b Petrography and mineralogy of metasomatites from the borehole PO-1
Tab. 2a Silicate analyses of altered rocks in the surficial profile Šafranička
Tab. 2b Silicate analyses of silicites from the borehole PO-1
Tab. 2c Silicate analyses of rocks from the borehole PO-1 (to Tab. 7b)
Tab. 3 RTG-microanalyses of feldspars and their recalculations
Tab. 4 RTG-microanalyses of pyroxenes and wollastonite and their recalculations
Tab. 5 RTG-microanalyses of garnet
Tab. 6 SiO₂ and Al₂O₃ contents in the distinguished zones of the horizontal lithological profile
Tab. 7a Representation of ore and nonmetallic minerals in the profile of the borehole PO-1
Tab. 7b Hydrothermal alterations and their relation to the chemical composition of rocks in the profile of the borehole PO-1
1 — silicites, 2 — argillic silicites, 3 — argillites, 4a — slightly propylitized diorite porphyry, 4b — intensively propylitized diorite porphyry, 5 — addition, 6 — removal, 7 — etalon sample, 8 — influence of carbonatization (H₂O determined as annealing loss).
Tab. 8 Mathematic-statistical characteristics and correlation matrix of a group of samples from the whole borehole PO-1
Tab. 9 Mathematic-statistical characteristics and correlation matrix for the zone I. (silicite)
Tab. 10 Mathematic-statistical characteristics and correlation matrix for the zone II. (argillic)
Tab. 11 Mathematic-statistical characteristics and correlation matrix for the zone III. (intensive argillization)
Tab. 12 Mathematic-statistical characteristics and correlation matrix for zone IV. (medium and slight propylitization)

Explanations to Plates I—VIII

Plate I

- Fig. 1 Sample 17. Column topaz crystals. In the central lower part a rhomboidal fracture according to 001 can be seen. Fracture plane magn. 1250 ×
Fig. 2 S. 17. Topaz crystals of different length. Sporadic mica mineral. Fracture plane, magn. 1500 ×
Fig. 3 S. 17. Topaz coagulate oriented according to basal plane. Heavy mineral suspension, magn. 500 ×
Fig. 4 S. 17. Quartz crystals, micas, topas. Fracture plane, magn. 1000 ×.
Fig. 5 S. 3. Porous structure of a zunyite rock with rare flakes of mica. Fracture plane, magn. 3000 ×

Plate II

- Fig. 1 S. 3. Idiomorphic zunyite crystals. Fracture plane, magn. 500 ×
Fig. 2 S. 14. Kaolinite integrowths of the bacillarites type in fraction 6—20 μm, magn. 2500 ×
Fig. 3 S. 14. Pyrophyllite — kaolinite pseudomorphs on mafic minerals in a volcanic rock of a relict porphyric fabric. Fracture plane, magn. 2000 ×
Fig. 4 S. 14. Differently oriented pyrophyllite lamellas on a fracture plane, magn. 1250 ×
Fig. 5 S. 14. Soft plastic kaolinite crystals on a fracture plane, magn. 1250 ×

Plate III

Fig. 1 PO-1/29,5 m. Druses of tabular topaz crystals. Fracture plane of a metasomatite with topaz cement, magn. 6500 ×

Fig. 2 PO-1/33,3. Zunyite crystals in zunyite-argillaceous cement. Fracture plane, magn. 1300 ×

Plate IV

Fig. 1 PO-1/34,7. Kaolinite — dickite pseudomorphs after feldspars (?) in a quartz — topaz metasomatite. Fracture plane, magn. 4300 ×

Fig. 2 PO-1/428,3. Intensively propylitized diorite porphyry to metasomatite made up of quartz, carbonate, chlorite, actinolite, epidote and ore minerals, // polars, magn. 25 ×

Fig. 3 PO-1/100,7. Pyrite (of hypidiomorphic development), bismutite, pure bismuth, // polars, magn. 120 ×

Plate V

Fig. 1 PO-1/298,4. Propylitized diorite porphyry with argillitized plagioclase phenocrysts, chloritized, actinolitized and carbonatized mafic minerals. The groundmass is prevailingly silicified and chloritized, crossed polars, magn. 25 ×

Fig. 2 Slightly propylitized diorite porphyry. Fresh plagioclase phenocrysts, chloritized mafic minerals, hypidiomorphic groundmass partly replaced by secondary minerals

Fig. 3 PO-1/316,2. Contact of a propylitized diorite porphyry (dark) with an aplitic differentiate (light) penetrated by a veinlet of metasomatic pyroxenes, crossed polars, magn. 25 ×

Fig. 5 PO-1/316,2. Aplitic differentiate including metasomatic pyroxenes, wollastonite, apatite, plagioclase and quartz, // polars, magn. 80 ×

Plate VI

Fig. 1 PO-1/332,8. Aplitic differentiate made up of quartz and plagioclases (An_{44-46}), metasomatic pyroxenes and apatite, // polars, magn. 25 ×

Fig. 2 PO-1/332,8. Granulose texture of contact metasomatites. The rock is predominantly built of pyroxenes, less apatite, wollastonite, magnetite, plagioclase and quartz, // polars, magn. 160 ×

Fig. 3 PO-1/332,8. Aplitic differentiate (light-coloured) with a cluster of metasomatic pyroxenes, wollastonites, magnetites, epidotes, // polars, magn. 25 ×

Fig. 4 PO-1/316,2. Fine-flaky biotite (b) — result of K-metasomatism in an aplitic differentiate, // polars, magn. 80 ×

Plate VII

Fig. 1 PO-1/503,3. Intensively propylitized breccia with fragments of a preserved porphyric texture. Matrix of the breccia is made up of chlorite, gypsum ± quartz.

Fig. 2 PO-1/405,3. Titanites — idiomorphic grains in a metasomatite, // polars, magn. 120 ×

Fig. 3 PO-1/287,2. Andradite — product of contact metasomatism provoked by late-magmatic intrusions of aplitic differentiates of diorite porphyry

Fig. 4 PO-1/390,2. Magnetite relics in pyrite (light-coloured), // polars, magn. 120 ×

Plate VIII

Fig. 1 PO-1/318,4. Aggregate of slight colloform magnetite grains, // polars, magn. 190 ×

Fig. 2 PO-1/151,1. Anedral magnetite grains, originated at the expense of hematite, pseudomorphs after hematite (along the lath margin). Light grains in the lower part of the fig. represent pyrite and chalcopyrite, // polars, magn. 120 ×

Fig. 3 PO-1/287,2. Isolated grains to aggregates of hematite in a metasomatite, // polars, magn. 120 ×

Fig. 4 PO-1/100,7. Column crystals of bismutite in a siliceous-argilliferous metasomatite.

Remark: photo 1—11 V. Šebor, 12—14 F. Caño, 15—23 V. Hojstričová, 24—32 D. Onačila.

Translated by K. Mišíková

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—VIII

Tabuľka I

- Obr. 1 Vz. 17. Stĺpčekovité kryštály topásu. V strede dolu kosoštvorcový zlom podľa 001. Lomová plocha, zväčš. 1250 ×
Obr. 2 Vz. 17. Kryštály topásu nerovnakej dĺžky. Ojedinelý sfudový minerál. Lomová plocha, zväčš. 1500 ×.
Obr. 3 Vz. 17. Koagulát topásu orientovaný podľa plochy spodovej. Suspenzia Ťm. Zväčš. 5000 ×.
Obr. 4 Vz. 17. Kremeň, sfudy, topas, lomová plocha, zväčš. 1000 ×.
Obr. 5 Vz. 3. Pórovitá textúra zunyitovej horniny s ojedinelými lupienkami sfúd, lomová plocha, zväčš. 300 ×

Tabuľka II

- Obr. 1 Vz. 3. Idiomorfne kryštály zunyitu, lomová plocha, zväčš. 500 ×.
Obr. 2 Vz. 14. Kaolinitové zrasty typu bacillarites vo frakcii 6—20 μm, zväčš. 2500 ×.
Obr. 3 Vz. 14. Pyrofyilitovo-kaolinitová pseudomorfóza na tmavých mineráloch vo vulkanogénnej hornine reliktnej porfyrickej štruktúry. Lomová plocha, zväčš. 2000 ×.
Obr. 4 Vz. 14. Rôzne orientované tabuľky pyrofyilitu na lomovej ploche pri 1250 × zväčš.
Obr. 5 Vz. 14. Mäkké plastické lupienky kaolinitu na lomovej ploche, zväčš. 1250 ×.

Tabuľka III

- Obr. 1 PO-1/29,5 m. Drúzy tabuľkovitých kryštálov topásu. Lomová plocha metasomatitu s topásovým tmelom. Zväčš. 6500 ×.
Obr. 2 PO-1/33,3. Kryštály zunyitu v zunyitovo-ílovom tmele. Lomová plocha metasomatitu. Zväčš. 1300 ×.

Tabuľka IV

- Obr. 1 PO-1/34,7. Kaolinitovo-dickitové pseudomorfózy po živcoch (?) v kremenno-topásovom metasomatite. Lomová plocha, zväčš. 4300 ×.
Obr. 2 PO-1/428,3. Intenzívne propylitizovaný dioritový porfýr až metasomatit, tvorený kremeňom, karbonátom, chloritom, aktinolitom, epidotom a rudnými minerálmi; rovnožeňné nikoly, zväčš. 25 ×.
Obr. 3 PO-1/100,7. Pyrit (hypidiomorfne obmedzený), bizmutin, rýdži bizmut. II nikoly, zväčš. 12 ×.

Tabuľka V

- Obr. 1 PO-1/298,4. Propylitizovaný dioritový porfýr s argilizovanými výrastlicami plagioklasu, chloritizovanými, aktinolitizovanými a karbonatizovanými tmavými minerálmi. Základná hmota je prevažne silicifikovaná a chloritizovaná; X nikoly, zväčš. 25 ×.
Obr. 2 Slabo propylitizovaný dioritový porfýr s čerstvými výrastlicami plagioklasov, chloritizovanými tmavými minerálmi a hypidiomorfneznitou základnou hmotou, čiastočne zatláčanou sekundárnymi minerálmi; X nikoly, zväčš. 25 ×.
Obr. 3 PO-1/316,2. Kontakt propylitizovaného dioritového porfýru (tmavý) s aplitickým diferenciatom (svetlý) so žilkou metasomatických pyroxénov; II nikoly, zväčš. 25 ×.
Obr. 4 PO-1/316,2. Aplitický diferenciat s metasomatickými pyroxénmi, wollastonitom, apatitom, plagioklasom a kremeňom; II nikoly, zväčš. 80 ×.

Tabuľka VI

- Obr. 1 PO-1/332,8. Aplitický diferenciat tvorený kremeňom a plagioklasom (An_{44-46}) s metasomatickými pyroxénmi a apatitom; II nikoly, zväčš. 25 ×.
Obr. 2 PO-1/332,8. Granoblastická štruktúra kontaktných metasomatitov. Hornina je tvorená prevažne pyroxénmi, menej apatitom, wollastonitom, magnetitom, plagioklasom a kremeňom; II nikoly, zväčš. 160 ×.
Obr. 3 PO-1/332,8. Aplitický diferenciat (svetlý) so zhlukom metasomatických pyroxénov, wollastonitov, magnetitov a epidotov; II nikoly, zväčš. 25 ×.

Obr. 4 PO-1/316,2. Prejavom draselnej metasomatózy je vznik jemných šupiniek biotitu (b) v aplitickom diferenciate. II nikoly, zväčš. 80 ×.

Tabuľka VII

Obr. 1 PO-1/503,3. Silne propylitizovaná brekcia s fragmentmi so zachovanou porfyrickou štruktúrou. Matrix brekcie tvorí chlorit, sadrovec ± kremeň.

Obr. 2 PO-1/405,3. Titanity — idiomorfne zrná v metasomatite. II nikoly, zväčš. 120 ×.

Obr. 3 PO-1/287,2. Andradit — produkt kontaktnej metasomatózy vyvolanej neskoromagnetickými prenikmi aplitických diferenciatov dioritového porfýru. II nikoly, zväčš. 50 ×.

Obr. 4 PO-1/390,2. Relikty magnetitu v pyrite (svetlý). II nikoly, zväčš. 120 ×.

Tabuľka VIII

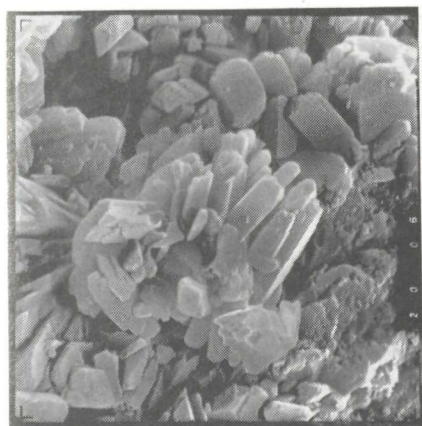
Obr. 1 PO-1/318,4. Agregát drobných kolomorfných zrn magnetitu. II nikoly, zväčš. 190 ×.

Obr. 2 PO-1/151,1. Allotriomorfné zrná magnetitu vznikajúce na úkor hematitu, pseudomorfózy po hematite (po okraji lišty). Svetlé zrná v dolnej časti obrázku sú pyrit a chalkopyrit. II nikoly, zväčš. 120 ×.

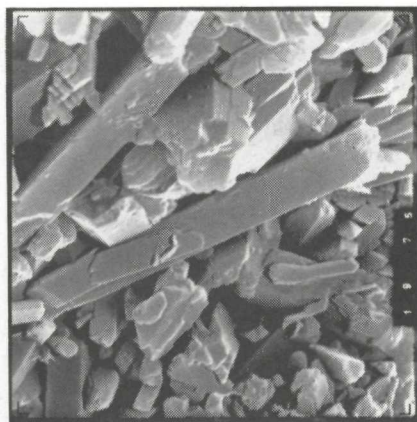
Obr. 3 PO-1/287,2. Izolované zrná až agregáty zrn hematitu v metasomatite. II nikoly, zväčš. 120 ×.

Obr. 4 PO-1/100,7. Stĺpčekovité kryštály bizmutínu v silicitovo-argilitovom metasomatite.

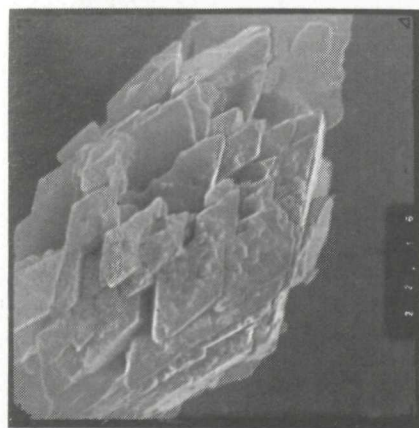
Pozn.: Tab. I, II — V. Šebor; tab. III, IV, obr. 1 — F. Caňo; tab. IV, obr. 2, tab. V, VI — V. Hojstričová; tab. IV, obr. 3, tab. VII, VIII — D. Onačila.



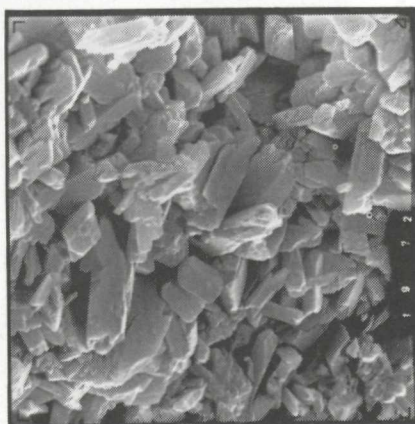
1



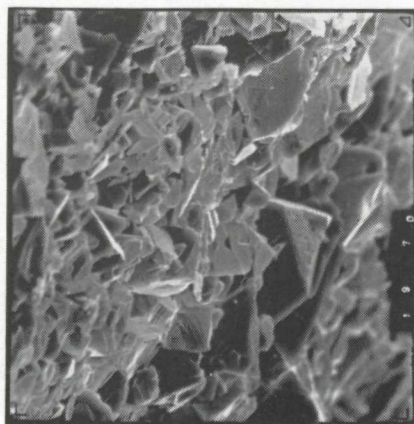
2



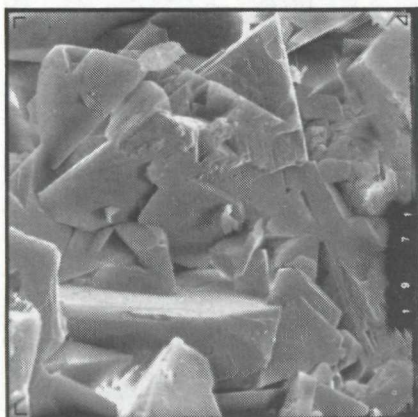
3



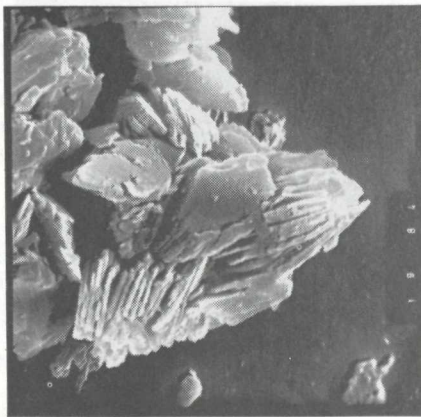
4



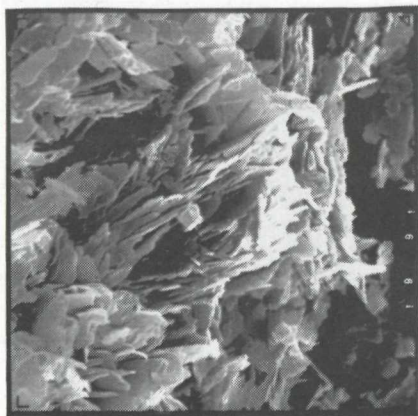
5



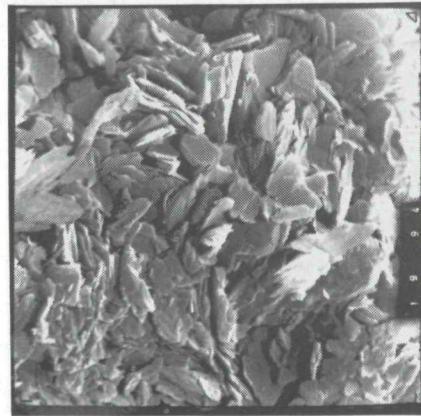
1



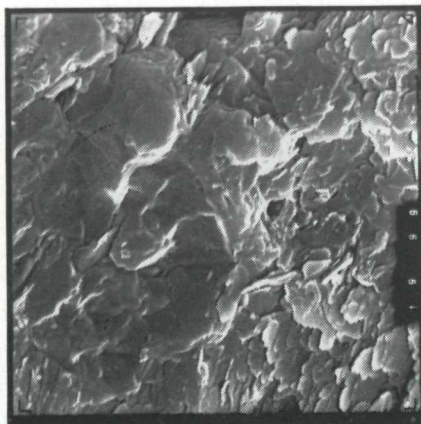
2



3



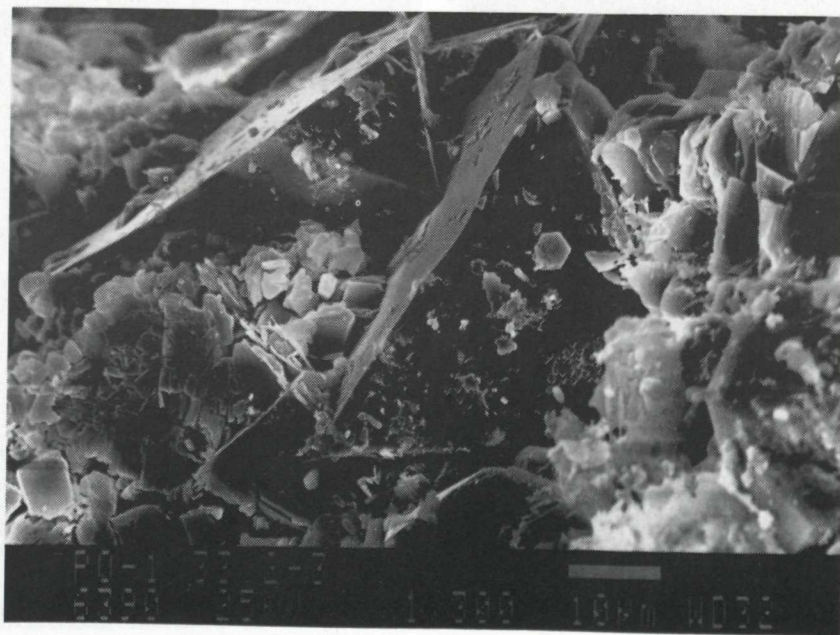
4



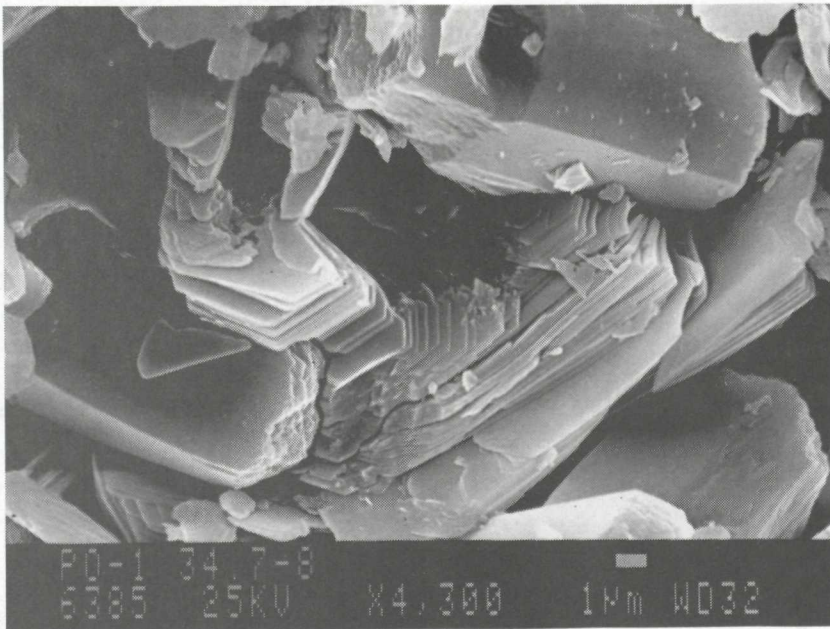
5



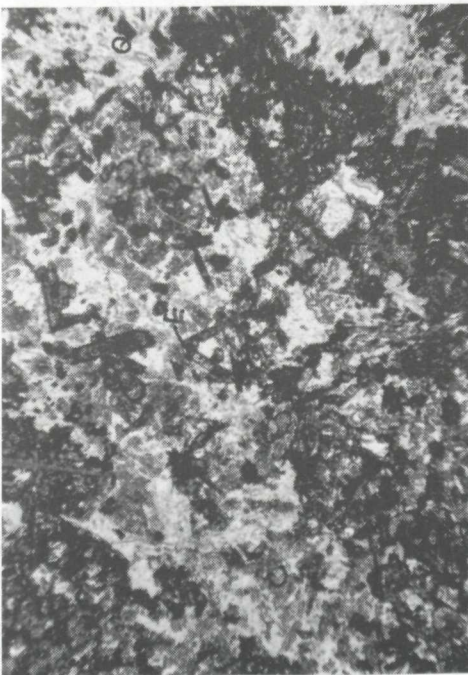
1



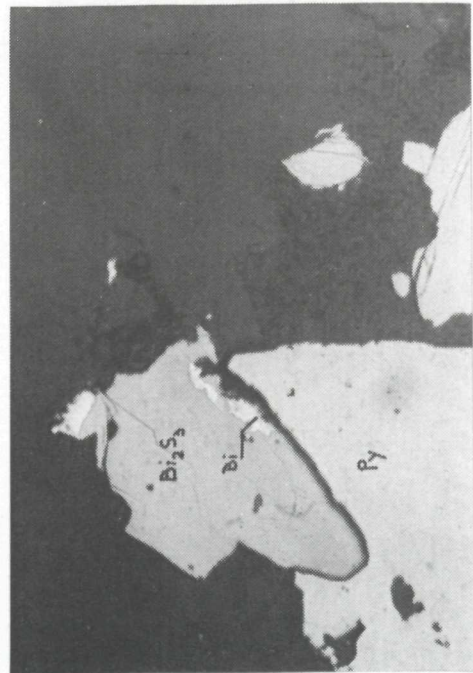
2



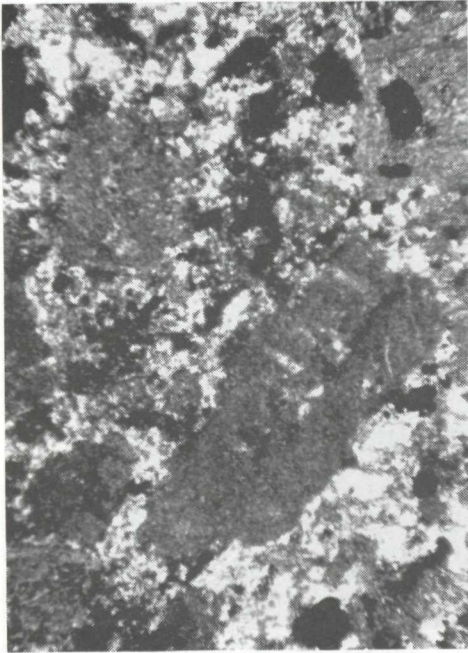
1



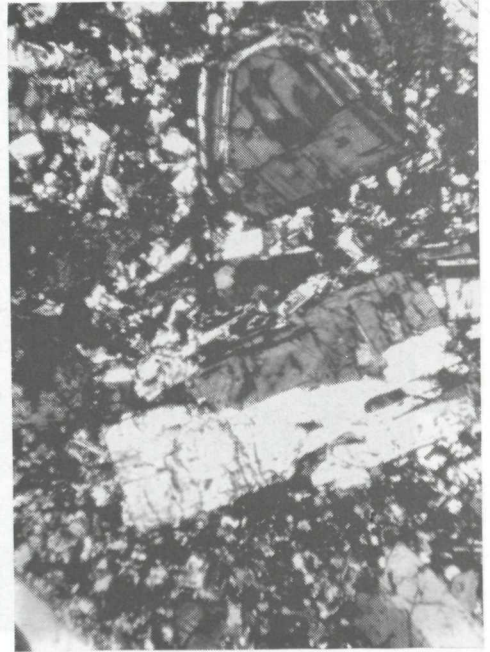
2



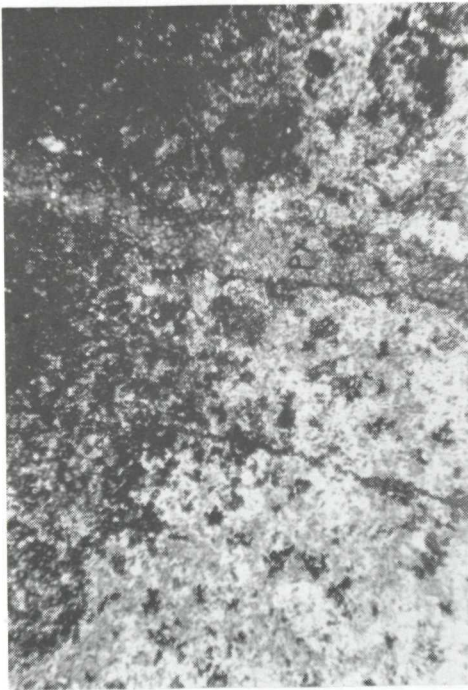
3



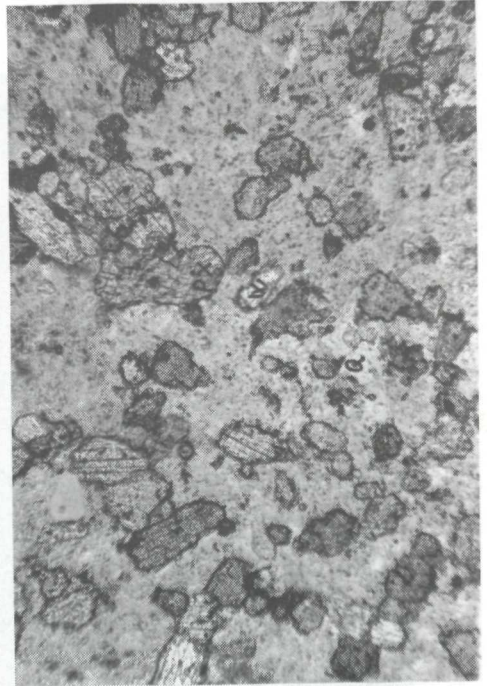
1



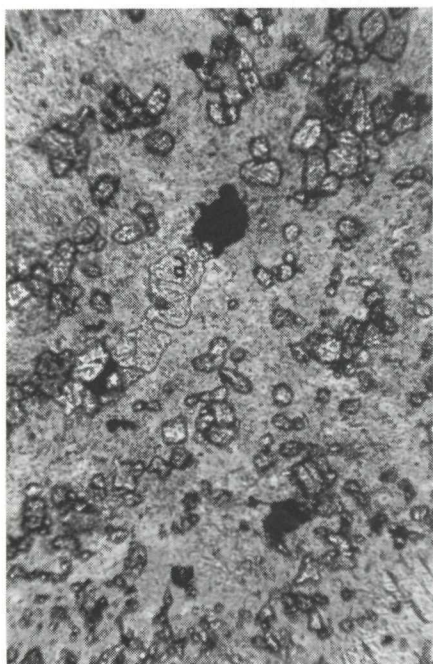
2



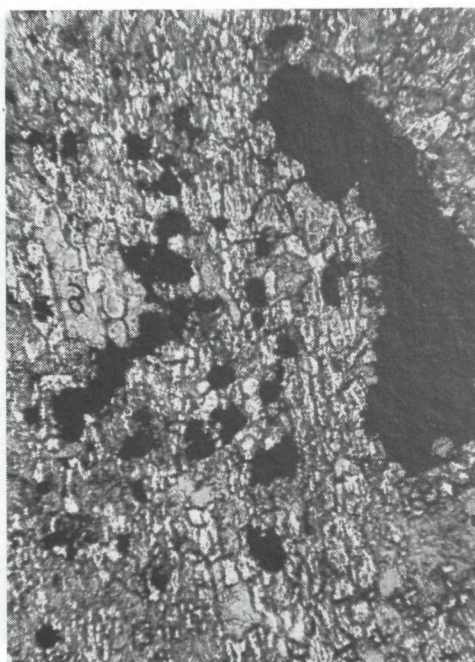
3



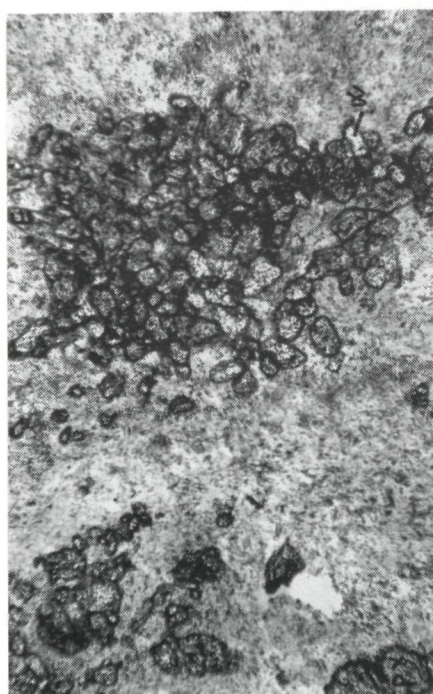
4



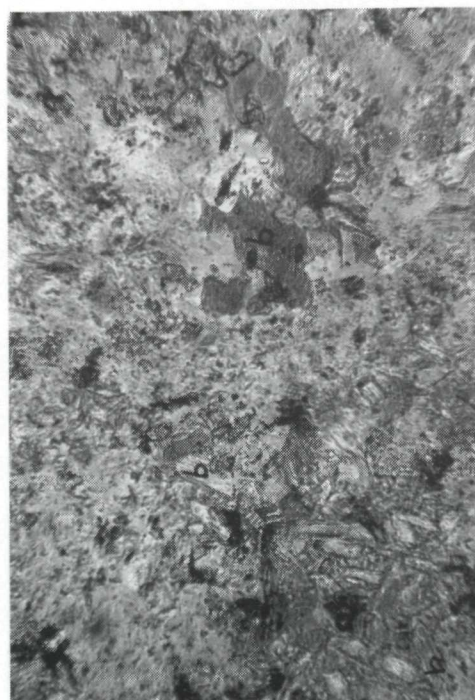
1



2



3



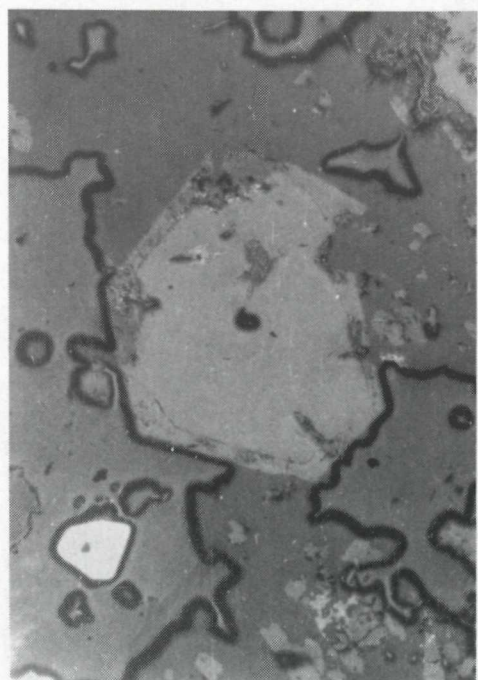
4



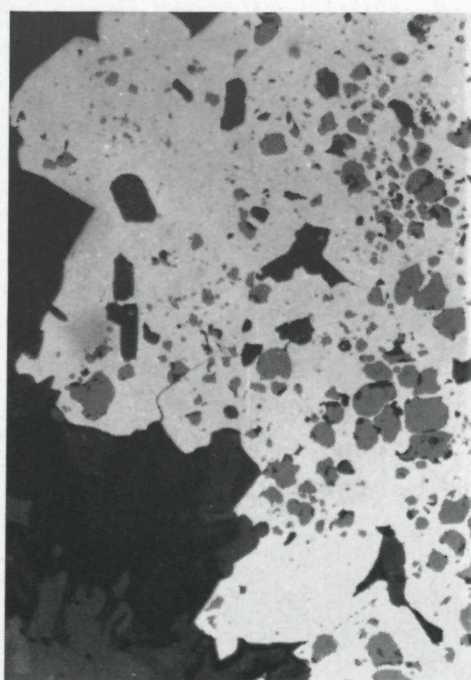
1



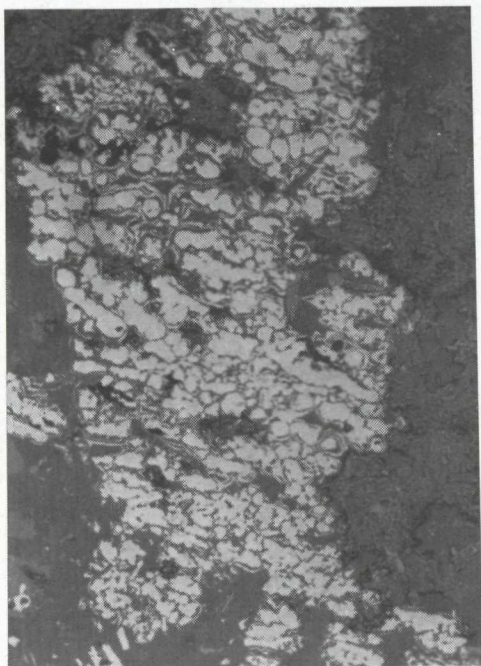
2



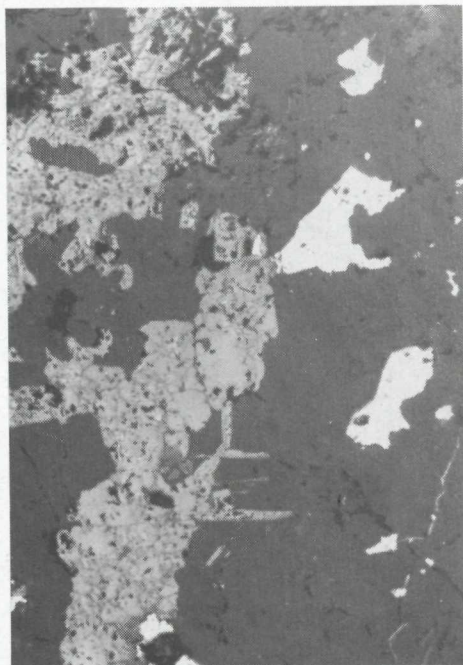
3



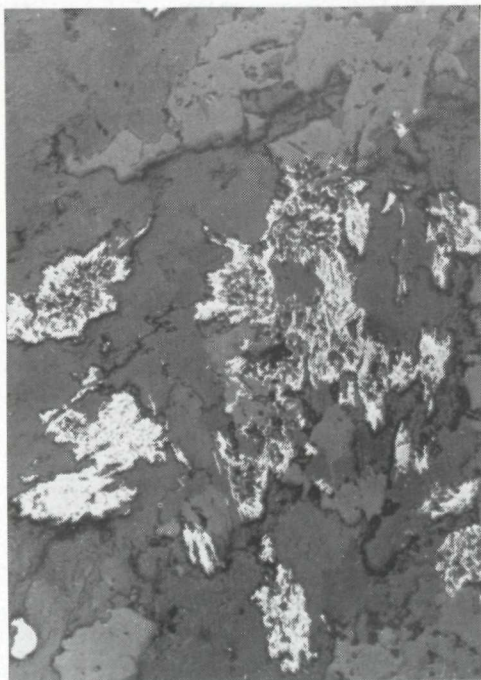
4



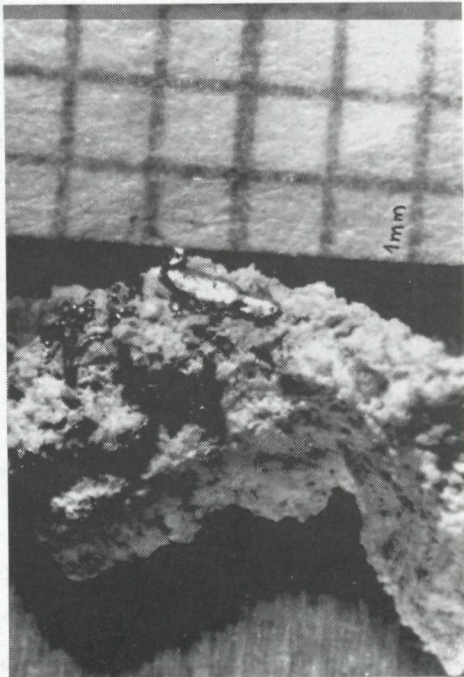
1



2



3



4

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 12

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie Vied v Bratislave roku 1989.

Vedecká redaktorka: RNDr. ANNA VOZÁROVÁ, CSc.

Zodpovedná redaktorka: IRENA BROČKOVÁ

Jazyková redaktorka: ALENA PÁNIKOVÁ

Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Vytlačila Slovenská polygrafia, š. p., Západoslovenské tlačiarne, z. p., závod Svornosť v Bratislave.

Tem. skup. 03/9.

Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1997/1—1987. Rozsah AH 17,50, VH 17,76. Cena brož. Kčs 29,—